

# Klimavariabilität im tropischen Pazifik

Diplomarbeit von Anke Dürkop

Kiel, Juni 2005



Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der  
Christian-Albrechts-Universität zu Kiel  
Leibniz - Institut für Meereswissenschaften  
Fb 1: Ozeanzirkulation und Klimadynamik  
- Maritime Meteorologie -



## **Zusammenfassung**

Mittels MSSA wurden Bojendaten des TAO-Messnetzes im tropischen Pazifik für den Zeitraum 1990 - 2004 analysiert. Klimavariabilität konnte dabei auf drei unterschiedlich langen Zeitskalen nachgewiesen werden. Identifiziert wurden der ENSO-Mode, der Jahresgang und der Sub-ENSO-Mode, der durch Merkmale der beiden anderen Moden charakterisiert wird. Der ENSO-Mode und der Jahresgang stimmen mit bisherigen Arbeiten überein. Aus den Analysen geht hervor, dass sich der Sub-ENSO-Mode innerhalb des untersuchten Zeitraumes stark in Periode und Amplitude geändert hat. Es zeigten sich aber auch Veränderungen der Propagationsrichtungen des zonalen Windes und der Meeresoberflächentemperatur. Für die Übergangsphasen des Sub-ENSO-Modes sind anders als beim ENSO-Mode oder Jahresgang im Ostpazifik zonale Meeresströmungen verantwortlich. Im Westpazifik findet man hingegen eine Störung in der Thermokline während der Zwischenphase des Sub-ENSO-Zyklus.



# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>i</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Theorie</b>	<b>5</b>
2.1 El Niño und La Niña . . . . .	5
2.2 Modelle . . . . .	8
<b>3 Statistische Methoden</b>	<b>15</b>
3.1 Singuläre-Spektrum-Analyse (SSA) . . . . .	15
3.2 Multichannel-SSA . . . . .	19
3.3 Regressions- und Korrelationsanalyse . . . . .	22
<b>4 Daten</b>	<b>25</b>
4.1 ENSO-Beobachtungssystem . . . . .	25
4.1.1 TOGA-Programm . . . . .	25
4.1.2 TAO-Messnetz . . . . .	30
4.2 Datenanalyse . . . . .	31
4.2.1 Zonaler Wind, 20 °C Isothermentiefe und Meeresoberflächen- temperatur für den Zeitraum 1990-2004 . . . . .	31
4.2.2 Zonaler Wind, 20 °C Isothermentiefe, Meeresoberflächentem- peratur und zonale Meeresströmungen für den Zeitraum 1991- 2002 . . . . .	36
4.2.3 Zonaler Wind, 20 °C Isothermentiefe und Meeresoberflächen- temperatur für den Zeitraum 1994-2004 . . . . .	38

<b>5</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>39</b>
5.1	Rekonstruktion der zwischenjährlichen Variabilität . . . . .	39
5.1.1	Januar 1990 - März 2004 (ohne zonale Strömungen) . . . . .	39
5.1.2	Juni 1991 - September 2002 (mit zonalen Strömungen) . . . . .	46
5.1.3	Januar 1990 - Dezember 1996 und Juli 1998 - März 2004 (ohne zonale Strömungen) . . . . .	52
5.2	Regressions- und Korrelationsanalyse August 1994 - Mai 2004 . . . . .	55
<b>6</b>	<b>Diskussion und Zusammenfassung</b>	<b>61</b>
<b>A</b>	<b>Abbildungen</b>	<b>65</b>
<b>B</b>	<b>Abkürzungen</b>	<b>69</b>
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>71</b>
	<b>Literatur</b>	<b>72</b>

# Kapitel 1

## Einleitung

Das Verständnis der natürlichen Klimavariabilität ist wichtig, um die Vorhersagbarkeit künftiger Klimaentwicklungen abschätzen und Prognosen treffen zu können sowie die natürliche von der anthropogenen Klimavariabilität zu unterscheiden. Um die Vorhersagbarkeit zu untersuchen, müssen Messdaten analysiert und interpretiert werden. Klimavariabilität existiert auf unterschiedlichen Zeitskalen. Im tropischen Pazifik ist das El Niño-Phänomen die stärkste natürliche Klimaschwankung auf zwischenjährlichen Zeitskalen mit weltweiten ökonomischen, ökologischen und klimatologischen Auswirkungen (PHILANDER, 1990).

Das Wort El Niño stammt aus dem Spanischen und bedeutet „Das Christkind“. Ursprünglich wurde dieser Begriff von peruanischen Fischern geprägt, die regelmäßig zur Weihnachtszeit die Veränderung der Meeresoberflächentemperatur und die damit verbundene Änderung der Fischbestände beobachteten. Für gewöhnlich stellen sich einige Wochen nach einem solchen Ereignis wieder Normalbedingungen ein, dies ist gleichbedeutend mit kaltem, nährstoffreichem Auftriebswasser vor der peruanischen Küste. Etwa alle drei bis sieben Jahre treten die El Niño-Ereignisse in katastrophaler Stärke auf und ziehen sich über viele Monate hin. Mittlerweile bezeichnet man solche anomalen Erwärmungen mit dem Begriff El Niño und nicht mehr die jährlich auftretende Erwärmung.

Zu Beginn des 20. Jahrhunderts untersuchte Sir Gilbert Walker aufgrund von Dürren in Indien die Veränderlichkeit des Monsuns und entdeckte anhand der Luftdruckanalysen von Beobachtungsdaten die Abhängigkeit der Druckunterschiede zwischen Tahiti (Polynesien) und Darwin (Nordaustralien). Diese schaukelartige Änderung des Bodenluftdrucks zwischen beiden Orten bezeichnete er als Southern Oscillation (WALKER, 1923). Die verfügbaren Meeresoberflächentemperaturen waren jedoch zu Walkers Zeit unzureichend, um Zusammenhänge zwischen der Southern Oscillation und dem Ozean erkennen zu können (PHILANDER, 1990).

Der norwegische Meteorologe Jacob Bjerknes entdeckte in den 1960er Jahren die Zusammenhänge zwischen Atmosphäre (Southern Oscillation) und Ozean (El Niño) im

tropischen Pazifik. Er zeigte, dass die Walker-Zirkulation mit aufsteigender feuchter, warmer Luft über dem wärmeren Westpazifik und absinkender kalter, trockener Luft über dem Ostpazifik El Niño und Southern Oscillation miteinander verknüpft (BJERKNES, 1969). Eine Zunahme des Druckgefälles der Walker-Zirkulation an der Oberfläche führt demnach zu einer Zunahme der äquatorialen Ostwinde. Diese wiederum verstärken den Auftrieb kalten Tiefenwassers (*upwelling*) und den Kontrast der Meeresoberflächentemperaturen (zonaler SST-Gradient) zwischen West- und Ostpazifik. Während eines El Niños verringern sich das Druckgefälle, die Ostwinde und der Auftrieb des kalten Tiefenwassers. Der zonale SST-Gradient schwächt sich ab, da die Meeresoberflächentemperatur im Ostpazifik zunimmt. Nach Erreichen der Normalbedingungen folgt der Warmphase El Niño die Kaltphase La Niña. Während des La Niña-Ereignisses sind die Meeresoberflächentemperaturen wegen verstärkter Ostwinde und dem damit verbundenen Auftrieb kalten Tiefenwassers im tropischen Ostpazifik sehr viel niedriger als normal. Aufgrund des Zusammenhangs zwischen El Niño und der Southern Oscillation wurden für beide Phasen zusammen die Begriffe ENSO und ENSO-Zyklus geprägt. Demnach wird El Niño auch als ENSO-Warmphase und La Niña als ENSO-Kaltphase bezeichnet (MC PHADEN ET AL., 1998).

Als Erklärungsversuch für die Entwicklung eines El Niños stellte der Ozeanograph Klaus Wyrtki seine Akkumulationstheorie vor (WYRTKI, 1975). Er ging davon aus, dass durch langanhaltende, starke Südostpassate der Südäquatorialstrom intensiviert und Wasser in den Westpazifik transportiert wird. Das Wasser staut sich am Westrand und bewegt sich, sobald sich die Südostpassate abschwächen, als äquatoriale Kelvinwelle zurück in den Ostpazifik. Der Rücktransport des Wassers erfolgt über den Äquatorialen Unterstrom sowie über den Nordäquatorialen Gegenstrom. Dies resultiert in einer Akkumulation von warmem Wasser vor Peru und einer Vertiefung der Thermokline, also einem El Niño-Ereignis.

Der El Niño 1982/83 verdeutlichte aber, dass diese Theorie nicht auf alle ENSO-Ereignisse gleichermaßen anwendbar ist. Die ENSO-Warmphase 1982/83 brach mit seiner Stärke alle bis dahin existierenden historischen Rekorde (WALLACE ET AL., 1998). Der weitreichende und systematische Einfluss von ENSO auf das Ozean-Atmosphäre-System und die Möglichkeit, dass solche Ereignisse vorhergesagt werden könnten, führte zu Beginn der 1980er Jahre zur Initiierung des internationalen „Tropical Ocean Global Atmosphere“ (TOGA)-Projektes. Im Rahmen dieses Projektes wurde eine zehnjährige Messkampagne (1985-1994) durchgeführt und ein weltweites Beobachtungssystem aufgebaut. Nach 1994 wurden die Messungen trotz Auslaufen des TOGA-Projektes fortgeführt. Die Messdaten boten eine gute Basis für analytische Arbeiten und Modellierungen, denn die Entwicklung von Vorhersagemodellen bildete einen Schwerpunkt des TOGA-Programms.

Seitdem wurden neue Theorien entwickelt, die das Oszillationsverhalten von ENSO erklären. Dazu gehört zum Beispiel die Theorie des „delayed-action-oscillator“ (SUAREZ UND SCHOPF, 1988; BATTISTI UND HIRST, 1989), für die die Wellen-



reflexion am Westrand als Übergang einer Warm- in eine Kaltphase entscheidend ist. In diesem Modell wurde die Reflexion von Wellen am Ostrand vernachlässigt. Im Gegensatz dazu bezieht das „advective-reflective-oscillator“-Modell von PICAUT ET AL. (1997) die Wellenreflexion am Ostrand des Pazifiks ein und berücksichtigt den Einfluss zonaler Meeresströmungen. Ein weiteres Modell, das die Physik von ENSO erklärt, ist der „recharge-discharge-oscillator“ von JIN (1997). Dabei wird der polwärts und äquatorwärts gerichtete Transport von Wärmeinhalt als Mechanismus für den ENSO-Zyklus betrachtet.

Das Oszillationsverhalten von ENSO wurde durch diese Theorien verständlich. Aber in den letzten 50 Jahren zeigen El Niño-Ereignisse Veränderungen ihrer Eigenschaften, zum Beispiel eine Zunahme der ENSO-Periode und -Amplitude, unterschiedliche Propagationen von zwischenjährlichen Anomalien und eine zonale Verschiebung des äquatorialen Maximums der Westwindanomalien (WANG UND PICAUT, 2004). Außerdem wird diskutiert, dass Klimaveränderungen, die nicht nur natürlichen, sondern auch anthropogenen Ursprungs sind, das ENSO-Verhalten beeinflussen (TRENBERTH UND HOAR, 1997).

Analysen von Beobachtungsdaten zeigen zudem auch Variabilität auf anderen Zeitskalen. Aus diesem Grund werden die Wechselwirkungen verschiedener Klimavariabilitäts-Moden untersucht. TOZUKA UND YAMAGATA (2003) gehen beispielsweise davon aus, dass dekadische Schwankungen des ENSO-Zyklus das Resultat von Wechselwirkungen des saisonalen Zyklus mit dem ENSO-Zyklus sind.

Um Klimavariabilität auf unterschiedlichen Zeitskalen im tropischen Pazifik zu identifizieren, werden in dieser Diplomarbeit Bojendaten des TAO-Messnetzes, das im Rahmen des TOGA-Projektes installiert wurde, analysiert. Besonderes Interesse gilt dabei Variabilitäts-Moden, die neben dem ENSO-Mode und dem Jahresgang existieren. Außerdem sollen Aussagen über die physikalischen Mechanismen der Moden getroffen werden.

Einen Anhaltspunkt bieten dabei die Arbeiten von JIN ET AL. (2003) und KANG ET AL. (2004). Beide konnten einen Variabilitäts-Mode identifizieren, dessen Periode 12- 18 Monate beträgt und der offenbar zu Beginn der 1990er Jahre zu kleineren El Niño-Ereignissen geführt hat.

Zunächst werden im ersten Teil der vorliegenden Diplomarbeit die ENSO-Theorie, die angewandten statistischen Methoden und die Daten beschrieben. Im sich daran anschließenden Teil werden dann die Ergebnisse vorgestellt und interpretiert.



# Kapitel 2

## Theorie

Von allen Variabilitäts-Moden im tropischen Pazifik wurde bisher der ENSO-Mode am besten verstanden. Aus diesem Grund werden in den folgenden Unterkapiteln der ENSO-Zyklus und Theorien, die seinen physikalischen Mechanismus erklären, näher beschrieben.

### 2.1 El Niño und La Niña

Im äquatorialen Pazifik sind die Passatwinde unter Normalbedingungen (Abb. 2.1, links) westwärts gerichtet. Durch die Winde wird das Wasser von der südamerikanischen Küste aus in westliche Richtungen getrieben, während des Transports erwärmt und am Westrand des Pazifiks vor Indonesien/Australien gestaut. Dabei entsteht über eine Distanz von etwa 10 000 km ein Gradient des Meeresspiegels von über 40 cm. Dieser Gradient wird durch die Neigung der Thermokline, der Schicht, die das gut durchmischte, warme Oberflächenwasser vom kalten, tiefer gelegenen Wasser trennt, ausgeglichen.

Die Thermokline befindet sich im Westpazifik in einer Tiefe von ungefähr 200 m, steigt Richtung Osten an und erreicht im Ostpazifik eine Tiefe von etwa 50 m. Die Passatwinde führen zu Ekmantransporten weg vom Äquator und ermöglichen den Auftrieb von kaltem Tiefenwasser (*upwelling*) entlang des Äquators. Mit Ekmantransport wird die resultierende Gesamtströmung in der Ekman-schicht bezeichnet. Das ist die Schicht im Ozean, die unter dem Einfluss von Windschubkraft und Erdrotation steht und je nach geographischer Breite 40-100 m tief ist. Der Ekmantransport erfolgt über die Ekman-schicht gemittelt  $90^\circ$  zur Windrichtung, bedingt durch die Corioliskraft in der Nordhemisphäre (Südhemisphäre) nach rechts (links).

Im Ostpazifik bewirken die flache Lage der Thermokline und der Auftrieb des kalten Tiefenwassers eine relativ kalte Meeresoberflächentemperatur von circa  $20^\circ\text{C}$ .

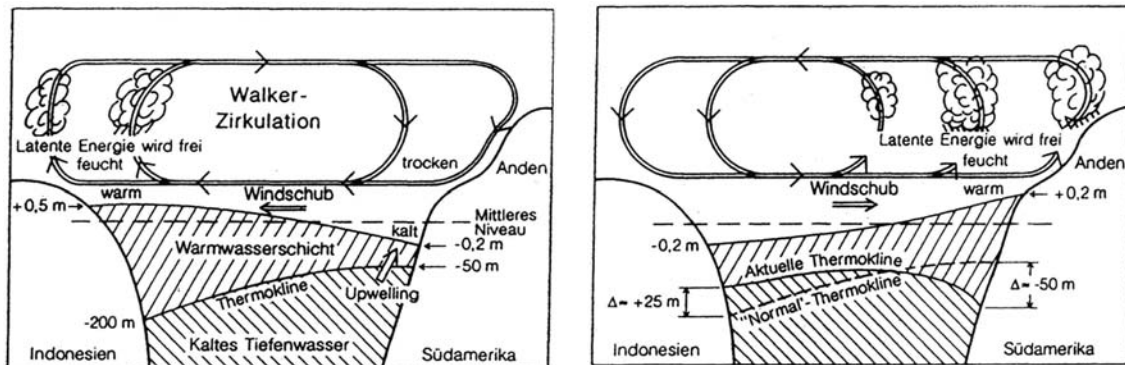


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung des ENSO-Phänomens, links: Normalbedingungen, rechts: El Niño-Ereignis, Quelle: ROEDEL (2000)

Im Westpazifik hingegen führt die tiefe Lage der Thermokline zu einer warmen Meeresoberflächentemperatur von etwa  $30^\circ\text{C}$ . Unter Normalbedingungen sinkt die Luft über dem Ostpazifik ab und strömt als Teil der Passatwinde dem Druckgefälle folgend nach Westen. Dabei wird die Luft erwärmt und nimmt Wasserdampf auf. Wenn die Meeresoberflächentemperatur  $> 27.5^\circ\text{C}$  ist, setzt starke Konvektion ein (PHILANDER, 1990).

In Indonesien kommt es aufgrund dieser Konvektion zu gewaltigen Niederschlägen. In der oberen Troposphäre über dem Westpazifik strömt die Luft dann Richtung Osten und sinkt über dem kalten Ostpazifik ab (Abb. 2.1, links). Corioliskräfte treten am Äquator nicht auf, deshalb streben die Luftmassen unmittelbar vom hohen zum niedrigen Luftdruck. Die beschriebene Zonalzirkulation wird Walker-Zirkulation genannt.

Die Walker-Zirkulation ist abhängig von der Southern Oscillation. Steigt der Luftdruck über Indonesien, so fällt er über dem Ostpazifik. Ein Maß für die Southern Oscillation ist der „Southern Oscillation Index“ (SOI, Abb. 2.2). Der Index ist definiert als die Abweichung der Differenz der Luftdrucke, Tahiti (= Ost) minus Darwin (= West), vom langjährigen Mittel. Wenn der Druck im Osten über und im Westen unter dem Mittelwert liegt, hat der SOI ein positives Vorzeichen (positive Indexphase = La Niña). Die Passate sind dann dementsprechend stark ausgeprägt. Ist das Vorzeichen des SOI negativ (El Niño = negative Indexphase), nimmt die Intensität der Passate ab und die Meeresoberflächentemperatur aufgrund des abgeschwächten Auftriebs kalten Tiefenwassers zu (Abb. 2.1 rechts). Durch die Anomalie der Meeresoberflächentemperatur (SST-Anomalie) wird der Ost-West-Gradient der Meeresoberflächentemperatur reduziert und die Walker-Zirkulation zusammen mit den Passaten weiter abgeschwächt. Dies führt zu einer tieferen Thermokline im Ostpazifik, wodurch die Temperatur weiter ansteigt. Das Konvektionsgebiet wandert mit der zunehmenden Meeresoberflächentemperatur nach Osten. Diese ostwärtige

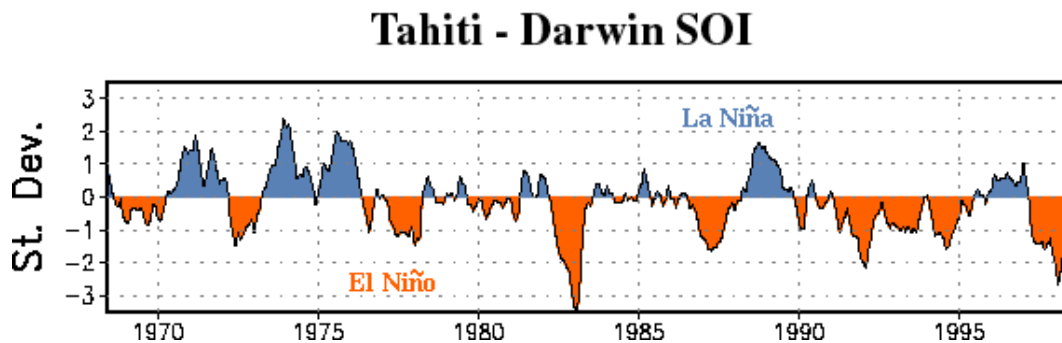


Abbildung 2.2: *Southern Oscillation Index (SOI)*, Quelle: [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensocycle/soi.html](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/soi.html)

Verlagerung und der damit verbundenen Niederschläge führen in Australien, Indonesien und benachbarten Staaten zu Trockenperioden. Auf der anderen Seite werden die Inselstaaten des Zentralpazifiks und die Westküste Südamerikas durch sintflutartige Niederschläge überschwemmt.

Die typischen durch ENSO hervorgerufenen globalen und regionalen Niederschlags- und Temperaturmuster haben ROPELEWSKI UND HALPERT (1987) sowie HALPERT UND ROPELEWSKI (1992) untersucht. Demnach werden die Niederschläge im West- und Zentralpazifik einschließlich der australischen Subtropen am stärksten durch ENSO beeinflusst.

Andere tropische Regionen, deren Niederschläge dem ENSO-Einfluss unterliegen, sind Südamerika, das äquatoriale Ostafrika, Südindien, Sri Lanka und benachbarte Inseln. In höheren Breiten wurden Zusammenhänge zwischen ENSO und den Niederschlägen in Südafrika, Australien sowie Südamerika entdeckt (Abb. 2.3). Die stärksten Beziehungen zwischen ENSO und den Temperaturdaten treten in den Tropen auf, wo die bodennahen Lufttemperaturanomalien das gleiche Vorzeichen wie die Anomalien der Meeresoberflächentemperatur aufweisen. Die Zu- oder Abnahme der bodennahen Lufttemperatur in den Tropen ist generell eine verzögerte Reaktion auf die Erwärmung oder Abkühlung der äquatorialen Meeresoberfläche. Nach HALPERT UND ROPELEWSKI (1992) werden die Temperaturen in einigen Regionen wie zum Beispiel Südostafrika und Südostasien wahrscheinlich durch die Änderung der Bewölkung beeinflusst.

In den Gebieten außerhalb der Tropen sind die Temperaturanomalien hingegen das Ergebnis von Veränderungen der tropisch angetriebenen Hadleyzelle. Die Verlagerung der Hadleyzelle verursacht beispielsweise eine Veränderung der subtropischen Jetstreams, die die Lage der Tiefdruckgebiete beeinflussen. Die Niederschlags- und Temperaturmuster während der La Niña-Phase sind denen in Abbildung 2.3 ähnlich, nur mit umgekehrten Vorzeichen (ROPELEWSKI UND HALPERT, 1987; HALPERT UND ROPELEWSKI, 1992). Die weltweiten Auswirkungen von ENSO auf das Wetter

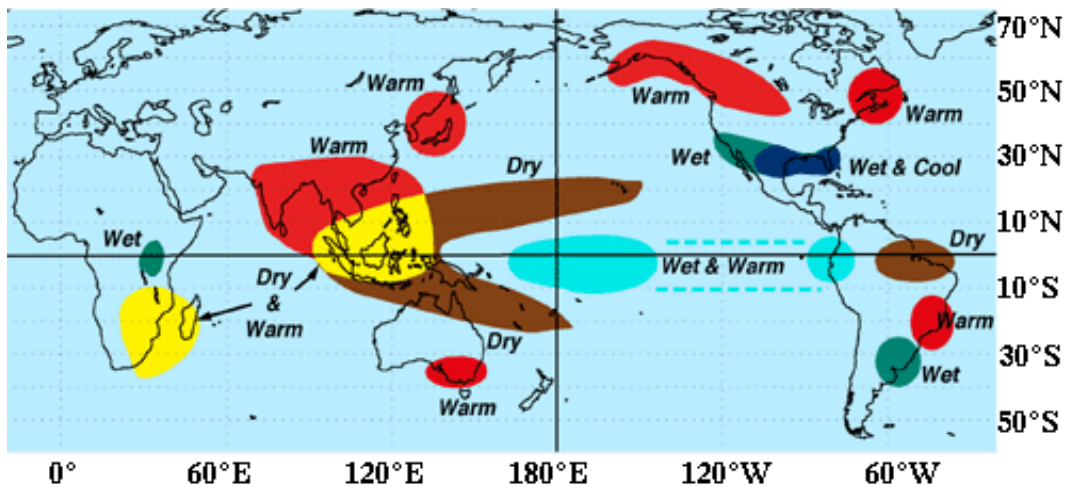


Abbildung 2.3: Global beobachtete Auswirkungen von El Niño während des nordhemisphärischen Winters (DJF), Quelle: <http://www.pmel.noaa.gov/tao/>; (ROPELEWSKI UND HALPERT, 1987; HALPERT UND ROPELEWSKI, 1992)

sind mit Beobachtungsdaten nachweisbar und bringen weitreichende und verheerende ökonomische sowie ökologische Folgen mit sich. Vor allem starke ENSO-Ereignisse wie der El Niño 1997/98 mit weltweit 22 000 Todesopfern und wirtschaftlichen Verlusten in Höhe von etwa 36 Milliarden US \$ (MC PHADEN, 2002) sind Grund für das zunehmende Interesse der Öffentlichkeit und der Forschung an einer verbesserten Vorhersagbarkeit solcher Ereignisse.

In den letzten zwanzig Jahren wurden große Fortschritte gemacht, was das Verständnis, die Modellierung und die Vorhersagbarkeit des ENSO-Phänomens betrifft. Zu Beginn der 1980er Jahre wurde damit begonnen, im Rahmen des TOGA-Projektes als Teil des „World Climate Research Programs“ (WCRP), ein Messnetz in den Tropen, bestehend aus verschiedenen Komponenten an Land sowie im Ozean (Kap. 4.1), aufzubauen. Aufgrund der dadurch verbesserten Datenbasis erhoffte man sich ein besseres Verständnis des ENSO-Phänomens sowie eine bessere Vorhersagbarkeit von ENSO-Ereignissen. Im folgenden Unterkapitel werden einzelne Modelle und Theorien vorgestellt, die versuchen die Physik von ENSO zu erklären.

## 2.2 Modelle

Um ein detaillierteres Verständnis von ENSO zu erlangen und genauere Vorhersagen treffen zu können, wurde ein großes Spektrum von Modellen entwickelt. Dazu gehören unter anderem dynamische Modelle wie die der Allgemeinen Zirkulation („General Circulation Model“, GCM). Die GCMs werden für Simulationen der

Zirkulation des Ozeans (OGCM), der Atmosphäre (AGCM) und des gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Systems (CGCM) genutzt. Zudem gibt es eine Anzahl einfacher Modelle, die die Basisphysik von ENSO erklären sollen. ENSO-Vorhersagen werden auch mit statistischen Modellen getroffen. Als Grundlage dafür dienen bereits statistisch erfasste Daten. Die Frage nach den physikalischen Prozessen des ENSO-Zyklus bleibt bei dieser Art Modell unbeantwortet.

CANE UND ZEBIAK (1985) sowie ZEBIAK UND CANE (1987) waren Mitte der 1980er Jahre erstmalig mit einem „Intermediate Coupled Model“ (ICM), das aus einem einfachen Atmosphärenmodell und einem im Vergleich dazu etwas komplexeren Ozeanmodell besteht, in der Simulation und Vorhersage für ENSO erfolgreich. Die im Modell gezeigten räumlichen Strukturen der Oszillationen sind den beobachteten ähnlich. Änderungen im Wind führen demnach zu zeitverzögerten Bewegungen der Thermokline, die wiederum Einfluss auf die Meeresoberflächentemperaturen haben. Die simulierte SST-Anomalie ändert sich mit einer etwa vierjährigen Periode und die Anomalie der Thermoklinentiefe trägt das Signal zwischen den Kalt- und Warmphasen.

### **„Delayed-action-oscillator“**

Ende der 1980er Jahre entwickelten unabhängig voneinander SUAREZ UND SCHOPF (1988) sowie BATTISTI UND HIRST (1989) ein für die Forschung einflussreiches ENSO-Modell, den „delayed-action-oscillator“. Dieses Modell basiert konzeptionell auf sich ausbreitenden äquatorialen Wellen, die an meridionalen Grenzen reflektiert werden.

Der tropische Pazifik hat eine Ost-West-Struktur, die durch starke Gradienten in der Meeresoberflächentemperatur und der Thermoklinentiefe charakterisiert ist. Im Westpazifik ist das Oberflächenwasser warm und die Atmosphäre weist eine hohe Sensitivität für SST-Anomalien auf, so dass diese einen Einfluss auf die Atmosphäre haben könnten. Da aber die obere durchmischte Wasserschicht mächtig, die Lage der Thermokline tief und der SST-Gradient in diesem Bereich klein ist, haben Windanomalien nur einen geringen Effekt auf die Meeresoberflächentemperatur. Im Westpazifik ist deshalb die Koppelung zwischen Atmosphäre und Ozean schwach. Im Gegensatz dazu ist die Thermokline im Ostpazifik flach und der horizontale SST-Gradient groß. Die Atmosphäre ist aber wegen der kühleren Luft über dem Ostpazifik weniger sensitiv gegenüber SST-Anomalien. Da starke Konvektion erst bei Meeresoberflächentemperaturen  $> 27.5^{\circ}\text{C}$  einsetzt, ist die Ozean-Atmosphäre-Koppelung in diesem Bereich ebenfalls gering.

Die größte Sensitivität weist die Atmosphäre im Bereich des Zentralpazifiks auf. Dort befindet sich die Meeresoberflächentemperatur an der  $27.5^{\circ}\text{C}$ -Schwelle. Windanomalien können die Lage der Thermokline, die sich im Vergleich zum West- und Ostpazifik in einer mittleren Tiefe befindet, verändern und so zu einer

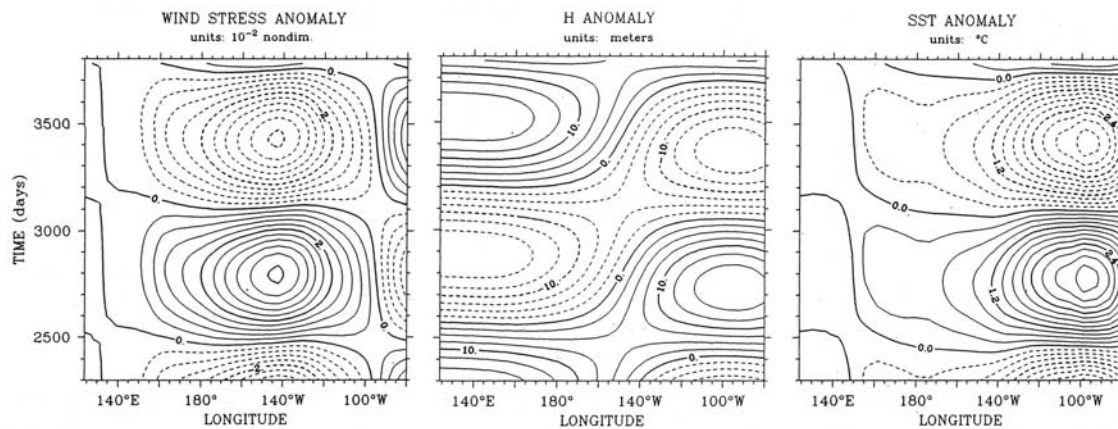


Abbildung 2.4: Die Entwicklung der äquatorialen Anomalien für das lineare Modell von BATTISTI UND HIRST (1989); von links nach rechts: zonaler Windstress ( $\text{Nm}^{-2}$ ), Thermoklinentiefe (m) und Meeresoberflächentemperatur ( $^{\circ}\text{C}$ )

SST-Anomalie führen. Aber auch die durch Windveränderungen hervorgerufene Advektion von warmem Oberflächenwasser ( $> 27.5^{\circ}\text{C}$ ) erzeugt eine SST-Anomalie, auf die die Atmosphäre reagiert. Die stärkste Koppelung zwischen Atmosphäre und Ozean existiert deshalb im Zentralpazifik.

Eine Abschwächung der Passatwinde im Westen führt zu einer positiven SST-Anomalie im Ostpazifik.

Die Westwindanomalien verursachen eine Vertiefung der Thermokline in Form sich ostwärts bewogender äquatorialer *downwelling*-Kelvinwellen, die die vorhandene SST-Anomalie im Ostpazifik verstärken. Mit einer Geschwindigkeit von ungefähr  $2.5\text{ms}^{-1}$  überquert eine äquatoriale Kelvinwelle den Pazifik in etwa zwei bis drei Monaten. Gleichzeitig erzeugen die Westwindanomalien sich westwärts ausbreitende äquatoriale Rossbywellen mit Maxima außerhalb des Äquators, die ein *upwelling*-Signal tragen und für die Überquerung des Pazifiks etwa acht Monate in Anspruch nehmen. Erreichen diese Rossbywellen den Westrand des Pazifiks, werden sie als äquatoriale Kelvinwellen reflektiert, die dann das *upwelling*-Signal tragen. Bei der Ausbreitung der reflektierten Kelvinwellen in östlicher Richtung wird die Thermokline angehoben. Die reflektierten Kelvinwellen erreichen im Vergleich zu den windausgelösten den Ostpazifik mit einiger Zeitverzögerung (*delay*).

Eine den Ostrand des Pazifiks erreichende Kelvinwelle wird zum einen als Rossbywelle reflektiert, zum anderen spaltet sie sich in zwei polwärts gerichtete, dem Küstenverlauf folgende Küstenkelvinwellen auf. Die positive SST-Anomalie im äquatorialen Pazifik wird von lokalen Prozessen beeinflusst, die eine Verstärkung dieser Anomalie bewirken können. Sie wird aber auch von entfernten Prozessen



beeinflusst, die die Intensivierung stoppen und die Kaltphase einleiten. Der ENSO-Zyklus ist somit eine Eigenoszillation des gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Systems.

Die Arbeit von BATTISTI UND HIRST (1989) verdeutlichte, dass das Gedächtnis von ENSO in der Anpassung unterhalb der Meeresoberfläche liegt. Sie benutzten das „Intermediate Coupled Model“ von Cane und Zebiak (1985, 1987), um die grundlegende Dynamik von ENSO zu untersuchen. Eine Periode des simulierten ENSO-Zyklus des linearen Modells von BATTISTI UND HIRST (1989) ist in Abbildung 2.4 dargestellt. Die simulierten zonalen Winde liegen im Vergleich zu den beobachteten etwas weiter im Osten. Die für ENSO typischen stehenden Oszillationen in der Meeresoberflächentemperatur sind erkennbar. Gut zu sehen ist auch das ENSO-Gedächtnis unterhalb der Meeresoberfläche in Form der Änderung der Thermoklinentiefe von West nach Ost. Kurz nachdem die Anomalie der Thermoklinentiefe ihr Maximum erreicht hat, wird die SST-Anomalie im Ostpazifik ebenfalls maximal. Die Anomalie des zonalen Windes erreicht ihren Höchstwert genau dann, wenn die Anomalie der Meeresoberflächentemperatur am größten ist.

Da das sehr einfache Modell des „delayed-action-oscillator“ nicht alle Fragen bezüglich des ENSO-Zyklus beantworten kann, wird nach alternativen physikalischen Erklärungen geforscht.

### „Advective-reflective-oscillator“

Für PICAUT ET AL. (1997) stellte sich die Frage, warum die Reflexionen der äquatorialen Kelvinwellen am Ostrand des Pazifiks im „delayed-action-oscillator“-Modell vernachlässigt und die Effekte der zonalen Advektion unterschätzt beziehungsweise fehlinterpretiert worden sind. Daher haben PICAUT ET AL. (1997) das Modell des „advective-reflective-oscillator“ entwickelt. Sie argumentieren, dass die Verlagerung des Wärmepools Richtung Westen überwiegend durch Variationen der zonalen Oberflächenströmungen hervorgerufen wird.

Negative Rückkopplungen bringen den Wärmepool zunächst zu seiner ursprünglichen Position zurück und dann in den Westpazifik. Dabei handelt es sich um einen kombinierten Effekt aus lokalem Windantrieb, freien äquatorialen Kelvin- und Rossbywellen und den am Ost- und Westrand reflektierten Wellen.

Während einer ENSO-Warmphase erzeugen Westwindanomalien sich westwärts ausbreitende *upwelling*-Rossbywellen und ostwärts wandernde *downwelling*-Kelvinwellen. Nach Erreichen des Westrandes werden die Rossbywellen als *upwelling*-Kelvinwellen reflektiert und verursachen am Äquator westwärts gerichtete anomale Strömungen. Gleiches gilt für die am Ostrand reflektierten *downwelling*-Kelvinwellen. Die aus dieser Reflexion resultierenden *downwelling*-Rossbywellen führen ebenfalls am Äquator zu westwärts gerichteten Strömungsanomalien. Im

Ostpazifik kühlt sich aufgrund der einsetzenden Oberflächenströmungen die Meeresoberflächentemperatur ab. Dies bedeutet, dass sich das Gebiet mit den stärksten positiven SST-Anomalien weiter westlich befindet, also dass sich der Wärmepool verlagert hat.

Das Modell des „advective-reflective-oscillator“ bewahrt den Oszillationscharakter des „delayed-action-oscillator“. Gleichzeitig hebt es aber auch die Wichtigkeit der Wellenreflexion am Ostrand und die damit verbundenen anomalen, zonalen Oberflächenströmungen hervor.

### „Recharge-discharge-oscillator“

Das Modell des „recharge-discharge-oscillator“ wurde von JIN (1997) entwickelt und basiert auf den Hypothesen von Bjerknes, Wyrtki, Cane und Zebiak. Bezüglich der Anpassungsprozesse unterhalb der Meeresoberfläche ist diese neue Theorie konzeptionell dem „delayed-action-oscillator“ ähnlich. Die Theorie des „recharge-discharge-oscillator“ hebt die Wichtigkeit des Aufbaus (*recharge*) und der Abgabe (*discharge*) des ozeanischen Wärmeinhalts im äquatorialen Bereich bei der Phasenumkehrung des ENSO-Zyklus hervor (MECHOSO ET AL., 2003). Der Aufbau von äquatorialem Wärmeinhalt und dessen Abnahme werden durch das Ungleichgewicht zwischen dem zonalen mittleren Wärmeinhalt im Ozean und dem Windstress am Äquator erzeugt. Der zonale mittlere Wärmeinhalt und die SST-Anomalie, welche auf einer Änderung der Passate beruht, sind phasenverschoben. Die Wellenausbreitung und -reflexion bleibt in dieser Theorie erhalten, wird aber nicht ausführlich dargestellt (JIN, 1997a).

Während einer Warmphase (= Abgabe des Wärmeinhalts) erzeugen Westwindanomalien höhere Meeresoberflächentemperaturen im Ostpazifik und gleichzeitig Rossbywellen, durch die ein polwärts gerichteter Sverdrup-Transport (= meridionaler Massentransport) von Wärmeinhalt einsetzt. Am Ende der Warmphase ist die Thermokline entlang des Äquators aufgrund des Sverdrup-Transportes flacher als normal und die Meeresoberflächentemperaturen im Ostpazifik nehmen ab. Damit ist die Kaltphase eingeleitet und anomale Ostwinde führen zu meridionalen Sverdrup-Transporten, die äquatorwärts gerichtet sind. Der äquatoriale Wärmeinhalt wird „aufgefüllt“, die Thermokline vertieft sich wieder, bis sie tiefer als normal liegt, und leitet die nächste Warmphase ein (SHEINBAUM, 2003).

Um den „recharge-discharge-oscillator“ zu testen, wurden viele Studien mit Beobachtungsdaten durchgeführt. MEINEN UND MCPHADEN (2000) haben mit ihrer Analyse der Bojendaten des TAO-Messnetzes gezeigt, dass vor dem Beginn eines jeden El Niño-Ereignisses zuerst der Wärmeinhalt zunimmt. Erst während eines El Niño-Ereignisses erfolgt dann die Abnahme des Wärmeinhalts in Äquatornähe.

Ein geeigneter Index des äquatorialen Wärmeinhalts im Pazifik ist das integrierte Warmwasservolumen (WWV) oberhalb der 20 °C Isotherme zwischen 5 °N - 5 °S und 120 °E - 80 °W. Das WWV ändert sich nach MEINEN UND MCPHADEN (2000)

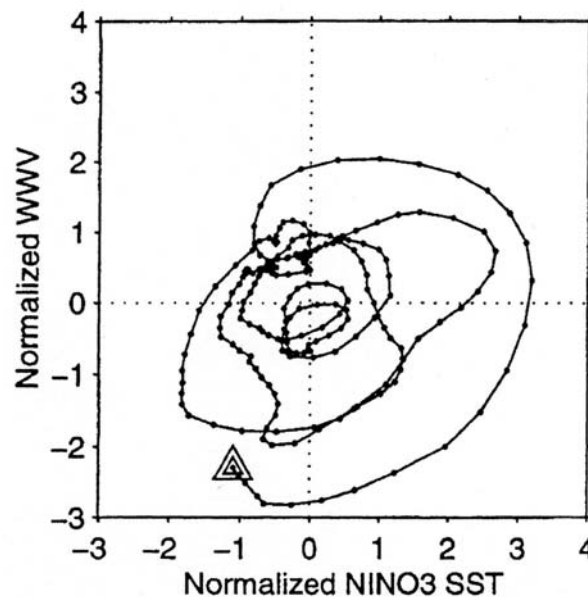


Abbildung 2.5: Die Beziehung zwischen Niño3-SST und WWV nach MEINEN UND MCPHADEN (2000)

etwa sieben Monate vor dem Windstress, der Neigung der Thermokline und der Meeresoberflächentemperatur. Diese Phasendifferenz führt nach der Theorie von JIN (1997) zu dem Übergang von einem El Niño- zu einem La Niña-Ereignis. Die Phasenellipse in Abbildung 2.5 vergleicht die Niño3-SST ( $5^{\circ}\text{N}$ - $5^{\circ}\text{S}$  und  $150^{\circ}\text{W}$ - $80^{\circ}\text{W}$ ) mit dem WWV. Da beide Variablen um fast  $90^{\circ}$  phasenverschoben sind, ist die Phasenellipse in Abbildung 2.5 nahezu ein Kreis.

Neben den drei beschriebenen Modellen existiert noch eine Vielzahl anderer Modelle, die teilweise sehr umstritten sind. Dazu gehört auch die Theorie, dass die Sonnenflecken einen Einfluss auf den ENSO-Zyklus haben.

Das Oszillationsverhalten von ENSO ist weitestgehend verstanden. Analysen von Beobachtungsdaten weisen Variabilitäten auf unterschiedlichen Zeitskalen auf. Das irreguläre Auftreten von Warm- und Kaltphasen bildet das Hauptproblem für die Vorhersage von ENSO-Ereignissen und wird noch immer untersucht.

Als Ursachen für die Irregularität nennen NEELIN ET AL. (1998) zum Beispiel die atmosphärische Variabilität (*weather noise*), den wechselnden Hintergrundzustand des Klimas und die nichtlineare Wechselwirkung von ENSO mit dem Jahresgang.



# Kapitel 3

## Statistische Methoden

Die Singuläre-Spektrum-Analyse (SSA) und die Multichannel-SSA (MSSA) sind Zeitreihenanalyseverfahren zur Identifizierung zeitlich wiederkehrender, harmonischer Muster in eindimensionalen (SSA) und mehrdimensionalen (MSSA) Zeitreihen.

Beide Analyseverfahren sind Variationen der konventionellen EOF-Analyse, aber die Anwendung der Mathematik ist im Wesentlichen unterschiedlich (VENEGAS, 2001). Mit einer EOF-Analyse werden simultane Variationen einer Variablen in einem Feld, das Messwerte zu einer bestimmten Zeit an verschiedenen räumlichen Punkten enthält, untersucht. Löst man das Eigenwertproblem der Kovarianzmatrix dieses Feldes, so erhält man die räumlichen Muster der Variabilität in abnehmender Reihenfolge ihrer Varianzen (GHIL ET AL., 2002). In den beiden folgenden Unterkapiteln sollen die Algorithmen der Singulären-Spektrum-Analyse und der Multichannel-SSA beschrieben werden. Im dritten Unterkapitel wird die Regressionsanalyse beschrieben, die ebenfalls in dieser Arbeit durchgeführt wurde.

### 3.1 Singuläre-Spektrum-Analyse

Idee der Singulären-Spektrum-Analyse ist es, ein „Fenster“ über eine einzelne Zeitreihe  $F(t)$  mit  $t = 1, \dots, N$  zu schieben und eine EOF-Analyse für diese Zeitreihe auf deren zeitverschobene Ausschnitte (*lags*) anzuwenden. Die zeitverschobenen Ausschnitte haben jeweils die gleiche Länge  $w$ , die als „Fensterlänge“ bezeichnet wird. Als Ergebnis der SSA erhält man zeitlich wiederkehrende, harmonische Muster einer einzelnen Zeitreihe. Wie bei der konventionellen EOF-Analyse wird zunächst die Kovarianzmatrix aus der Datenmatrix berechnet. Bei der SSA beinhaltet die Datenmatrix  $\mathbf{F}$  (Gl. 3.1) spaltenweise die zeitverschobenen Zeitreihenausschnitte  $F(t + l\Delta)$  mit  $l = 0, \dots, L$ . Die erste Spalte von  $\mathbf{F}$  ist die Originalzeitreihe mit

nur noch  $w$  Elementen. Sie wird auch *zero-lag* genannt, da  $l = 0$  ist.  $\Delta$  ist die Zeitschrittweite, also die Größe der Zeitverschiebungen. Die „Fensterlänge“  $w$  ist definiert als das Produkt von  $L$  und  $\Delta$ . Im Folgenden gilt  $\Delta = 1$  und damit  $w = L$ . Für die Elemente der Originalzeitreihe in der ersten Spalte gilt daher  $F(t + 0)$  für  $t = 1, \dots, L + 1$  usw. bis hin zur letzten Spalte  $F(N - L + l)$  mit  $t = N - L$  für die letztmögliche Zeitverschiebung. Die Datenmatrix  $\mathbf{F}$  hat die Dimension  $L + 1 \times N - L$ .

$$\mathbf{F} = \begin{pmatrix} F(1) & F(2) & \cdots & F(N - L) \\ F(2) & F(3) & \cdots & F(N - L + 1) \\ F(3) & F(4) & \cdots & F(N - L + 2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ F(L + 1) & F(L + 2) & \cdots & F(N) \end{pmatrix} \quad (3.1)$$

Die Matrix in Gl. 3.1 besteht aus den Zeilen  $R(i)$  mit  $i = 1, \dots, L + 1$ . Nun wird die „zeitverschobene“ Kovarianzmatrix  $\mathbf{C}_{\mathbf{FF}}$  der Datenmatrix  $\mathbf{F}$  gebildet, wobei Gl. 3.2 für Anomalien gültig ist:

$$\mathbf{C}_{\mathbf{FF}} = \mathbf{F} * \mathbf{F}^T \quad (3.2)$$

Die Multiplikation der Datenmatrix mit den Zeilen  $R(i)$  und ihrer transponierten Matrix mit den Spalten  $R(i)$  ergibt sämtliche Kovarianzen zwischen der Originalzeitreihe  $F(t)$  und allen möglichen zeitverschobenen Zeitreihenausschnitten.  $\mathbf{C}_{\mathbf{FF}}$  ist symmetrisch und hat eine Töplitzstruktur, da ihre Werte entlang einer Diagonalen konstant sind (VAUTARD ET AL., 1992).

$$\mathbf{C}_{\mathbf{FF}} = \begin{pmatrix} \langle R(1) R(1) \rangle & \langle R(1) R(2) \rangle & \cdots & \langle R(1) R(L + l) \rangle \\ \langle R(2) R(1) \rangle & \langle R(2) R(2) \rangle & \cdots & \langle R(2) R(L + l) \rangle \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \langle R(L + 1) R(1) \rangle & \langle R(L + 1) R(2) \rangle & \cdots & \langle R(L + 1) R(L + l) \rangle \end{pmatrix} \quad (3.3)$$

Hierbei beinhaltet die Hauptdiagonale die Varianz des Feldes, welches aus den zeitverschobenen Zeitreihenausschnitten besteht. Die zweite Diagonale beinhaltet die Kovarianz der um einen Zeitschritt voneinander verschobenen Zeitreihenausschnitte,

die dritte Diagonale die Kovarianz der um zwei Zeitschritte voneinander verschobenen Zeitreihenausschnitte und so weiter.

Nun wird wie bei der räumlichen EOF-Analyse das Eigenwertproblem der Matrix  $\mathbf{C}_{\mathbf{FF}}$  durch Diagonalisierung gelöst (Gl. 3.4).

$$\mathbf{C}_{\mathbf{FF}} * \mathbf{E} = \mathbf{E} * \mathbf{\Lambda} \quad (3.4)$$

$\mathbf{C}_{\mathbf{FF}}$  wird in die Matrizen  $\mathbf{\Lambda}$  und  $\mathbf{E}$  zerlegt.  $\mathbf{\Lambda}$  ist Diagonalmatrix mit den Eigenwerten  $\lambda_k$  und der Dimension  $L + 1 \times L + 1$  (Gl. 3.5).

$$\mathbf{\Lambda} = \begin{pmatrix} \lambda_1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & \lambda_{L+1} \end{pmatrix} \quad (3.5)$$

Die Eigenwerte in  $\mathbf{\Lambda}$  sind in abnehmender Reihenfolge mit  $\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_{L+1}$  geordnet. Berechnet man die Quadratwurzel  $\lambda_k^{1/2}$  der Eigenwerte, erhält man die sogenannten *singulären Werte*, die der Analyse den Namen geben. Die Menge aller singulären Werte wird *singuläres Spektrum* genannt.

$$\mathbf{E} = \begin{pmatrix} E_0^1 & E_0^2 & \cdots & E_0^K \\ E_1^1 & E_1^2 & \cdots & E_1^K \\ E_2^1 & E_2^2 & \cdots & E_2^K \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ E_L^1 & E_L^2 & \cdots & E_L^K \end{pmatrix} \quad (3.6)$$

Die Matrix  $\mathbf{E}$  enthält spaltenweise die Eigenvektoren  $E_l^k$  der Kovarianzmatrix  $\mathbf{C}_{\mathbf{FF}}$  entsprechend der Ordnung der Eigenwerte  $\lambda_k$ , also in der ersten Spalte den ersten Mode, in der zweiten Spalte den zweiten Mode bis hin zur  $K$ -ten Spalte mit dem  $K$ -ten Mode. Jeder Eigenvektor hat die Länge  $L + 1$ .

Ist die Datenmatrix  $\mathbf{F}$  reell, so sind alle Eigenwerte von  $\mathbf{C}_{\mathbf{FF}}$  positiv definit. Dies bedeutet, dass alle  $\lambda_k$  größer oder gleich Null sind. Üblicherweise sind nur die ersten  $K$  Eigenwerte  $\lambda_k$  mit  $k = 1, \dots, K$  ungleich Null. Es können nur ebenso viele EOF-Moden bestimmt werden, wie Eigenwerte ungleich Null sind. Daher hat  $\mathbf{E}$

die Dimension  $L + 1 \times K$ . Die Eigenvektoren in  $\mathbf{E}$  sind „Zeitmuster“ und werden deshalb Zeit-EOFs oder Time-EOFs (T-EOFs) genannt.

Die  $k$ -te Hauptkomponente, oder auch Principal Component (PC) genannt, ist gegeben durch die Zeitreihe  $A^k(t)$ , welche man durch Projektion der Originalzeitreihe  $F(t+l)$  auf die Eigenvektoren  $E_l^k$  erhält (Gl. 3.7). Da die PCs mit den T-EOFs verbunden sind, werden sie auch Zeit-PCs oder T-PCs (Time-PCs) genannt. Sie sind zueinander orthogonal.

$$A^k(t) = \sum_{l=0}^L F(t+l) E_l^k \quad \text{mit } t = 1, \dots, N-L \quad (3.7)$$

In Matrixschreibweise erhält man für die Projektion der Eigenvektoren auf die Originalzeitreihe:

$$\mathbf{A} = \mathbf{F}^T * \mathbf{E} , \quad (3.8)$$

wobei  $\mathbf{A}$  die Dimension  $N-L \times K$  hat und die T-PCs in  $\mathbf{A}$  spaltenweise angeordnet sind. Jede T-PC hat ebenso viele Elemente wie die zeitverschobenen Zeitreihenausschnitte in  $\mathbf{F}$ .

Die Hauptkomponenten können als gleitendes Mittel der Originalzeitreihe interpretiert werden. Das Mittel ist gewichtet durch die Koordinaten der T-EOFs. Deshalb sind die T-PCs gefilterte Versionen der Originalzeitreihe  $F(t+l)$ .

Für die Summe der Spektren der  $K$  T-PCs bedeutet das, dass sie gleich der Summe der Spektren der Originalzeitreihe  $F$  ist (VAUTARD ET AL., 1992).

Jedes Oszillationsverhalten in der Originalzeitreihe zeichnet sich als Paar von nahezu gleichen Eigenwerten in der Matrix  $\mathbf{\Lambda}$  aus. Die mit den paarweisen Eigenwerten verbundenen T-EOFs (T-PCs) haben ähnliche Oszillationszeitskalen und sind etwa um  $\pi/2$  phasenverschoben. Diese Oszillationsmoden können als Paar aufeinander folgender gleicher Eigenwerte  $(\lambda_k, \lambda_{k+1})$ , T-EOFs  $(E_l^k, E_l^{k+1})$  und T-PCs  $(A^k(t), A^{k+1}(t))$  erkannt werden (VENEGAS, 2001). Aufgrund dieser Eigenschaft ist es möglich, mit der Singulären-Spektrum-Analyse harmonische Oszillationen mit schwankenden Amplituden von Rauschen zu trennen. Im Gegensatz zu klassischen Spektralanalysen erlaubt die SSA eine Änderung der Amplitude mit der Zeit (VON STORCH UND NAVARRA, 1995).



Jeder Eigenwert  $\lambda_k$  ist proportional zu der Varianz des Feldes, die auf den Mode  $k$  entfällt:

$$k_{var} = \frac{\lambda_k}{\sum_{i=1}^K \lambda_i} * 100 \quad [\%] \quad (3.9)$$

Mit den T-EOFs und den T-PCs kann man die Originalzeitreihe rekonstruieren. Die Rekonstruierten Komponenten oder auch Reconstructed Components (RCs), die die Beiträge des Paares der Moden  $k$  und  $k + 1$  zur Varianz der Originaldaten leisten, werden berechnet:

$$RC_t^{k,k+1}(t) = E_t^k A^k(t) + E_t^{k+1} A^{k+1}(t) \quad (3.10)$$

Summiert man die RCs für alle Moden  $k = 1, \dots, K$  auf, so erhält man die Originalzeitreihe zurück.

Das Hauptproblem der SSA ist die Wahl der „Fensterlänge“  $w$ . Es zeigt sich, dass Perioden länger als die gewählte „Fensterlänge“ nicht aufgelöst werden. Wenn  $w$  zu klein ist, kann die grobe spektrale Auflösung benachbarte Höchstwerte (peaks) der Zeitreihe miteinander verbinden. Im Gegensatz dazu führt ein zu großes Fenster (hohe Auflösung) bei einer periodischen Oszillation, die durch einen ausgedehnten Höchstwert gekennzeichnet ist, zur Aufspaltung dieses Höchstwertes in verschiedene Komponenten mit benachbarten Frequenzen. Normalerweise analysiert die SSA erfolgreich Perioden im Bereich  $(\frac{1}{5}w, w)$  (VAUTARD ET AL., 1992).

## 3.2 Multichannel-SSA

Die Multichannel-SSA ist die mehrdimensionale Version der SSA. Der Name Multichannel bezeichnet die Analyse mehrerer Zeitreihen. Die Datenmatrix  $\mathbf{F}$  enthält bei der MSSA nicht nur die zeitverschobenen Ausschnitte einer Zeitreihe, sondern auch die räumliche Änderung. Zusätzlich können Felder verschiedener Messgrößen miteinander kombiniert und analysiert werden.

Mathematisch ist die MSSA einer Erweiterten-EOF-Analyse (EEOF) ähnlich (VENEGAS, 2001; VON STORCH UND ZWIERS, 1999). Beide Analysemethoden unterscheiden sich in der praktischen Anwendung. Die MSSA hat mehr zeitverschobene Zeitreihenausschnitte als räumliche Punkte, die EEOF hingegen hat weniger zeitverschobene Zeitreihenausschnitte als räumliche Punkte.

Die Eigenvektoren, die man durch die Diagonalisierung der Kovarianzmatrix  $\mathbf{C}_{\mathbf{FF}}$  erhält, sind nun Folgen räumlicher Muster und werden Raum-Zeit-EOFs

beziehungsweise Space-Time-EOFs (ST-EOFs) und die Hauptkomponenten ST-PCs genannt. Für Zeitreihen der Länge  $N$ , gemessen an  $M$  räumlichen Punkten (channels) und die Nutzung von  $L$  zeitverschobenen Zeitreihenausschnitten führt zu einer Kovarianzmatrix mit der Dimension  $(L+1) * M \times (L+1) * M$ . Daher sind der MSSA bei der Analyse großer Datensätze Grenzen gesetzt. Die MSSA beschränkt sich somit auf Datensätze mit relativ wenigen räumlichen Freiheitsgraden.

Um die MSSA durchzuführen, wird zunächst die Datenmatrix  $\mathbf{F}$  (Gl. 3.11) definiert, die im Gegensatz zur SSA nun mehrere Zeitreihen  $F_m(t)$  von  $m = 1, \dots, M$  verschiedenen Messpunkten eines Feldes und deren zeitverschobene Zeitreihenausschnitte beinhaltet.  $\mathbf{F}$  hat die Dimension  $(L+1) * M \times (N-L)$ . Die Kovarianzmatrix  $\mathbf{C}_{\mathbf{FF}}$  wird nach Gl. 3.3 berechnet und enthält die Kovarianzen zwischen allen möglichen Kombinationen des Feldes an  $m$  unterschiedlichen Orten und  $l$  unterschiedlichen zeitverschobenen Zeitreihenausschnitten.

$$\mathbf{F} = \begin{pmatrix} F_1(1) & F_1(2) & \dots & F_1(N-L) \\ F_2(1) & F_2(2) & \dots & F_2(N-L) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ F_M(1) & F_M(2) & \dots & F_M(N-L) \\ F_1(2) & F_1(3) & \dots & F_1(N-L+1) \\ F_2(2) & F_2(3) & \dots & F_2(N-L+1) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ F_M(2) & F_M(3) & \dots & F_M(N-L+1) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ F_1(L+1) & F_1(L+2) & \dots & F_1(N) \\ F_2(L+1) & F_2(L+2) & \dots & F_2(N) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ F_M(L+1) & F_M(L+2) & \dots & F_M(N) \end{pmatrix} \quad (3.11)$$

Das Eigenwertproblem der „zeitverschobenen“ Kovarianzmatrix  $\mathbf{C}_{\mathbf{FF}}$  wird wie bei der Singulären-Spektrum-Analyse mit Gl. 3.4 gelöst. Die Eigenwerte  $\lambda_k$  werden in abnehmender Reihenfolge sortiert und die dazugehörigen Eigenvektoren  $E_{m,l}^k$  sind in der Matrix in (Gl. 3.12) spaltenweise angeordnet.

$$\mathbf{E} = \begin{pmatrix} E_{1,0}^1 & E_{1,0}^2 & \cdots & E_{1,0}^K \\ E_{2,0}^1 & E_{2,0}^2 & \cdots & E_{2,0}^K \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ E_{M,0}^1 & E_{M,0}^2 & \cdots & E_{M,0}^K \\ E_{1,1}^1 & E_{1,1}^2 & \cdots & E_{1,1}^K \\ E_{2,1}^1 & E_{2,1}^2 & \cdots & E_{2,1}^K \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ E_{M,1}^1 & E_{M,1}^2 & \cdots & E_{M,1}^K \\ E_{1,2}^1 & E_{1,2}^2 & \cdots & E_{1,2}^K \\ E_{2,2}^1 & E_{2,2}^2 & \cdots & E_{2,2}^K \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ E_{M,2}^1 & E_{M,2}^2 & \cdots & E_{M,2}^K \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ E_{1,L}^1 & E_{1,L}^2 & \cdots & E_{1,L}^K \\ E_{2,L}^1 & E_{2,L}^2 & \cdots & E_{2,L}^K \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ E_{M,L}^1 & E_{M,L}^2 & \cdots & E_{M,L}^K \end{pmatrix} \quad (3.12)$$

Die Berechnung der Hauptkomponenten (ST-PCs) erfolgt analog zu (Gl. 3.7) unter Berücksichtigung der  $m = 1, \dots, M$  verschiedenen Messpunkte des Feldes für denselben zeitverschobenen Zeitreihenausschnitt  $l$  :

$$A_l^k(t) = \sum_{m=0}^M F_m(t+l) E_{m,l}^k \quad (3.13)$$

Gleiches gilt für die Rekonstruierten Komponenten (RCs), die analog zu (Gl. 3.10) berechnet werden:

$$RC_{m,l}^{k,k+1}(t) = E_{m,l}^k A_l^k(t) + E_{m,l}^{k+1} A_l^{k+1}(t) \quad (3.14)$$

Mit der Multichannel-SSA erhält man für jeden der  $m$  Messpunkte zeitlich wiederkehrende Muster, insgesamt also ein räumlich-zeitlich wiederkehrendes Muster. Kombiniert man verschiedene Variablen miteinander und führt die MSSA durch, kann man schlussfolgern, ob die Variablen miteinander wechselwirken.

### 3.3 Regressions- und Korrelationsanalyse

Die Darstellung von Prozessen wie ENSO erfolgt, wie bereits in Kapitel 2.1 erläutert, oft durch einen Index. Interessant ist oft eine Beschreibung der Entwicklung von Messgrößen, wie zum Beispiel SST oder Wind, zusammen mit dem indizierten Prozess. Aus diesem Grund wird eine Regressionsanalyse durchgeführt. Das Ziel der Regressionsanalyse ist es, Beziehungen zwischen Merkmalen einer oder mehrerer Variablen in Form einer Funktion sichtbar zu machen. Messdaten, die geometrisch eine Punktwolke in einer Ebene bilden, werden dabei an ein lineares Modell, also an eine Gerade oder Regressionsgleichung (Gl. 3.15), angepasst.

$$y = \alpha + \beta x \quad (3.15)$$

$y$  ... Zielgröße, *abhängige (erklärte) Zufallsvariable*  
 $x$  ... Einflussgröße, *unabhängige (erklärende) Variable*  
 $\alpha, \beta$  ... Regressionskoeffizienten, *nach Methode der kleinsten Quadrate geschätzt*

Die Messwerte weisen in der Regel keinen exakt linearen Zusammenhang auf. Die Abweichungen werden mit  $\delta_i$  für  $i = 1, \dots, n$  bezeichnet. Damit lässt sich der obige Ansatz schreiben als:

$$y_i = \alpha + \beta x_i + \delta_i \quad (3.16)$$

Die für einen vorliegenden Datensatz geschätzten Werte  $\hat{\alpha}$ ,  $\hat{\beta}$  werden durch die Minimierung der Summe der Fehlerquadrate gewonnen:

$$Q(\alpha, \beta) = \sum_{i=1}^n \delta_i^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - \alpha - \beta x_i)^2 \quad (3.17)$$

Die Schätzwerte erhält man durch das Nullsetzen der partiellen Ableitungen von (Gl. 3.17) nach  $\alpha$  und  $\beta$ . Für das daraus resultierende lineare Gleichungssystem erhält man die Lösungen:

$$\hat{\alpha} = \left( \frac{1}{n} \sum y_i \right) - \left( \frac{1}{n} \sum x_i \right) \hat{\beta} \quad (3.18)$$

$$\hat{\beta} = \frac{\sum x_i y_i - \frac{1}{n} \sum x_i \sum y_i}{\sum x_i^2 - \frac{1}{n} \sum x_i^2} \quad (3.19)$$

Das Ergebnis der Regression ist die geschätzte Regressionsgerade:

$$y = \hat{\alpha} + \hat{\beta}x \quad (3.20)$$

Die durch das Modell prognostizierten Werte sind:

$$\hat{y}_i = \hat{\alpha} + \hat{\beta}x_i \quad \text{mit } i = 1, \dots, n \quad (3.21)$$

Die Abweichungen von den Messwerten  $y_i$  werden als *Residuen*  $\rho_i$  bezeichnet:

$$\rho_i = y_i - \hat{y}_i = y_i - \hat{\alpha} - \hat{\beta}x_i \quad (3.22)$$

Eine Variable  $y$  kann um so besser durch die Variable  $x$  erklärt werden, je größer der Betrag der Korrelation  $r$  zwischen beiden Variablen ist. Eine Korrelation misst die Stärke des linearen Zusammenhangs beziehungsweise die lineare Übereinstimmung zwischen den Variablen  $x$  und  $y$ . Allgemein ist die Korrelation definiert als:

$$r = \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_x \sigma_y} = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x_i - \bar{x})^2 \sum (y_i - \bar{y})^2}} \quad (3.23)$$

wobei  $\sigma_{xy}$  die Kovarianz zwischen  $x$  und  $y$  ist.  $\sigma_x$  und  $\sigma_y$  sind die Standardabweichungen von  $x$  und  $y$ . Ein Teil der Variabilität von  $y$  kann durch die Regression auf  $x$  erklärt werden. Diese „erklärte Varianz“ ergibt sich aus Gl. 3.24:

$$\sigma_{reg}^2 = \tilde{r}^2 \sigma_y^2 \quad (3.24)$$

Die Größe  $\tilde{r}^2$  gibt also den Anteil der Varianz von  $y$  an, der durch Kenntnis von  $x$  erklärt wird. Im Spezialfall  $\tilde{r} = \pm 1$  liegen alle Punkte auf einer Geraden und die gesamte Variabilität von  $y$  lässt sich durch  $x$  erklären.



# Kapitel 4

## Daten

### 4.1 ENSO-Beobachtungssystem

Die hier verwendeten und analysierten Messdaten stammen von verankerten Bojen aus dem „Tropical Atmosphere Ocean Array“ (TAO-Messnetz) im tropischen Pazifik. Das TAO-Messnetz ist Teil des „Tropical Ocean Global Atmosphere“ (TOGA)-Projektes, das als ein wesentlicher Bestandteil des „World Climate Research Programs“ (WCRP) von 1985-1994 durchgeführt wurde. In den folgenden Unterkapiteln werden die Bestandteile des ENSO-Beobachtungssystems insbesondere das TAO-Messnetz und die in der Arbeit durchgeführte Datenanalyse beschrieben.

#### 4.1.1 TOGA-Programm

Vor Beginn des TOGA-Projektes war das Verständnis der physikalischen Prozesse, die für den ENSO-Zyklus verantwortlich sind, begrenzt. Es wurden im tropischen Ozean grundsätzlich wenige Messungen durchgeführt. Eine gute Basis für ENSO-Prognosen war deshalb nicht existent (MC PHADEN ET AL., 1998).

Zielsetzungen des TOGA-Programms waren:

- die Beschreibung des tropischen Ozeans und der globalen Atmosphäre als ein zeitabhängiges System, um zu entscheiden, auf welchen Zeitskalen (Monate, Jahre) Vorhersagen getroffen werden können und welche physikalischen Mechanismen die Vorhersagbarkeit bestimmen,
- die Untersuchung der Möglichkeiten, das gekoppelte Ozean-Atmosphäre-System zu modellieren, um die Vorhersagbarkeit der Variabilität auf Zeitskalen von Monaten bis Jahren zu erhöhen,

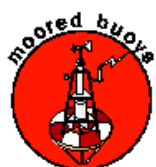
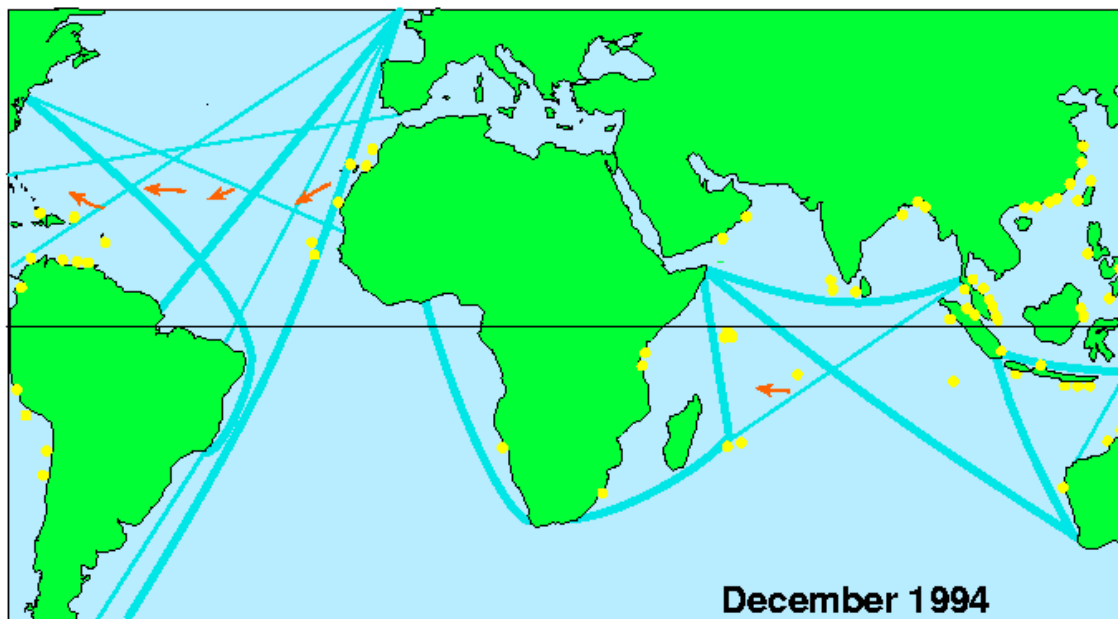
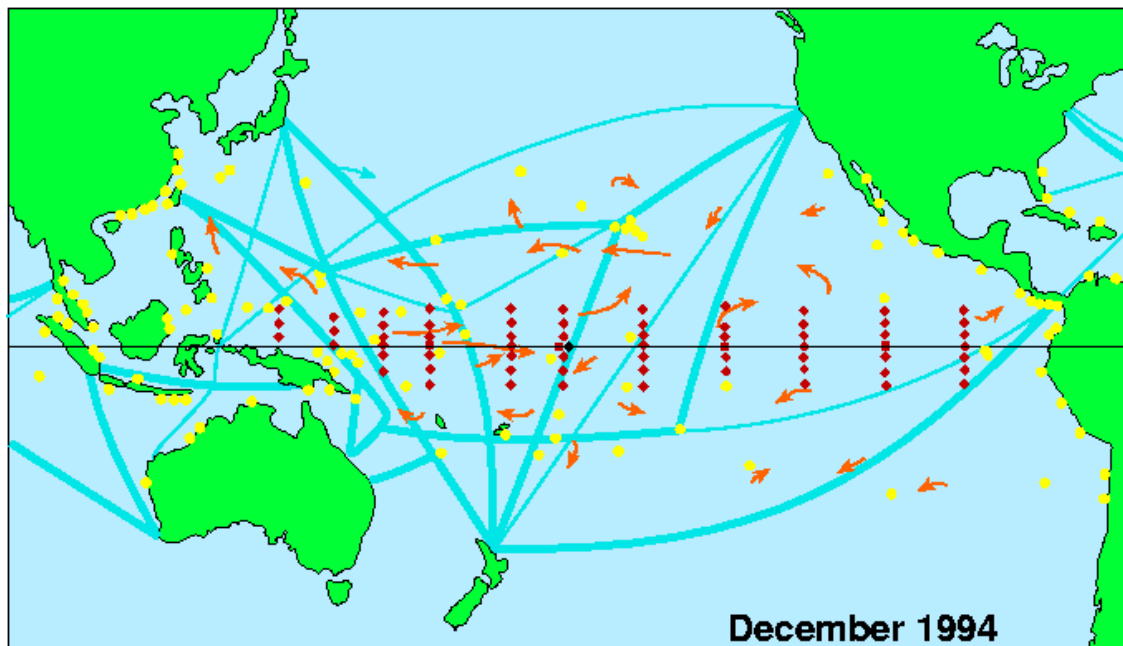


Abbildung 4.1: Überblick über das in situ Messnetz zum Ende der TOGA-Dekade, Quelle: <http://www.pmel.noaa.gov/tao/>



- einen wissenschaftlichen Hintergrund für den Aufbau eines Beobachtungs- und Datenübertragungssystems für funktionelle Vorhersagen zu bieten.

Die Notwendigkeit eines verbesserten Beobachtungssystems wurde noch in der Planungsphase des TOGA-Projektes zu Beginn der 1980er Jahre deutlich, als der El Niño 1982/83 auftrat. Dieser El Niño wies eine außergewöhnliche Entwicklung auf (WALLACE ET AL., 1998) und war bis kurz vor seiner Hochphase weder vorhergesagt noch aufgezeichnet worden. Mit diesem Ereignis wurde deutlich, wie wichtig Echtzeitdaten für die Beobachtung, das Verständnis und die Vorhersage sind.

Das TOGA in situ Ozean-Beobachtungs-System im Pazifik setzt sich zusammen aus:

- einem Insel- und Küsten-Pegelnetzwerk (*Meeresspiegel*)
- einem Driftbojenfeld (*Meeresoberflächentemperatur, Strömungen*)
- dem „Volunteers Observing Ships (VOS) eXpendable BathyThermograph (XBT) program“ (*Wind, Meeresoberflächentemperatur und andere Oberflächendaten*)
- Satelliten (*Meeresoberflächentemperatur, Wind, Meeresspiegel und Datenübertragung*) und
- einem Messfeld von verankerten Bojen - TAO-Messnetz - (*Oberflächenwind, Meeresoberflächentemperatur, Temperaturen im oberen Bereich des Ozeans und Meeresströmungen*)

### Pegelnetzwerk

Das Insel- und Küstenpegelnetzwerk im Pazifik wurde zum größten Teil schon im Rahmen des „North Pacific Shuttle Experiment“ (NORPAX) installiert. Bereits vor der TOGA-Dekade wurden so Meeresspiegelschwankungen in Zusammenhang mit El Niño gemessen wie zum Beispiel 1972, 1976 und 1982/83. Der Ausbau des vorhandenen Netzwerkes bildete einen Schwerpunkt während des TOGA-Projektes.

### Driftbojen

Driftbojen („drifter“) wurden während der TOGA-Dekade von Forschungsschiffen, VOS und Flugzeugen aus eingesetzt, im tropischen Pazifik geschah dies in Äquatornähe. „Drifter“ liefern Daten der Meeresoberflächentemperaturen und der Oberflächenströmungen. Die Messdaten werden an Satelliten übermittelt, die die Position der „drifter“ ermitteln und die Daten an Bodenstationen weiterleiten.

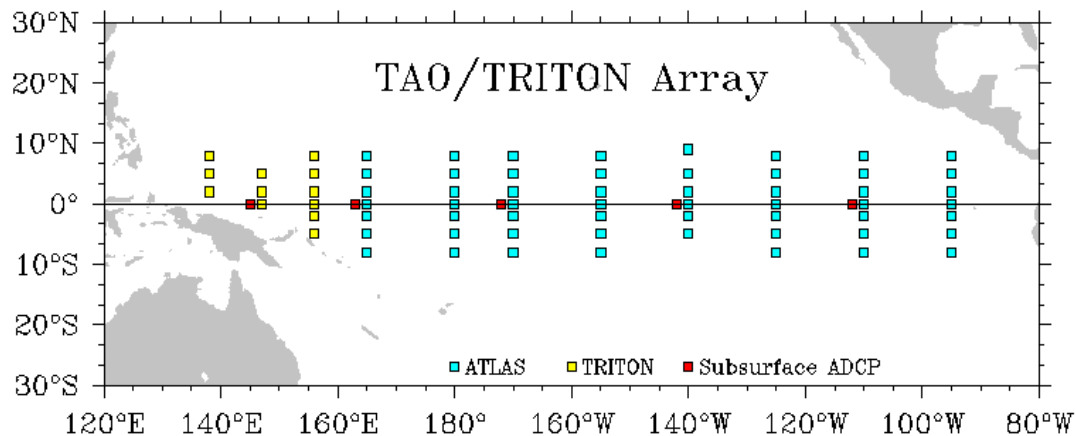


Abbildung 4.2: TAO-Messnetz im Pazifik, Quelle: (MILBURN ET AL., 1996)

## VOS-XBT

Weltweit gibt es etwa 7000 Schiffe aus 50 Ländern, von denen aus Messungen durchgeführt werden. Durch diese Schiffe werden vor allem die Gebiete der Handels-schiffsrouten abgedeckt. Gemessen werden Oberflächendruck, Windgeschwindigkeit, Seegang, Feuchte und Meeresoberflächentemperaturen als Teil des „World Weather Watch“ (WWW).

Ein Teil der VOS erfasste im tropischen Pazifik im Rahmen des TOGA-Projektes auch XBT-Daten. Der XBT ist eine „Wegwerf“-Sonde, die von den Schiffen aus ins Wasser gelassen wird und beim Absinken mit konstanter Geschwindigkeit die Temperatur misst. Die Daten werden via Satelliten an Bodenstationen übertragen.

## Satelliten

Ergänzend zu den in situ Beobachtungen werden Messungen der Meeresoberflächen-temperatur, Meeresspiegelhöhe, Windgeschwindigkeit und -richtung per Satellit durchgeführt. Der Vorteil dieser Messungen ist, dass sie nahezu global durchgeführt werden und dass sie eine bessere räumliche und zeitliche Auflösung haben als in situ Daten. Unterhalb der Meeresoberfläche können sie allerdings die in situ Messungen nicht ersetzen. Zudem werden Satellitendaten anhand von in situ Daten kalibriert.

## TAO-Messnetz

Eine ausführliche Beschreibung des TAO-Messnetzes von verankerten Bojen folgt im nächsten Unterkapitel 4.1.2.

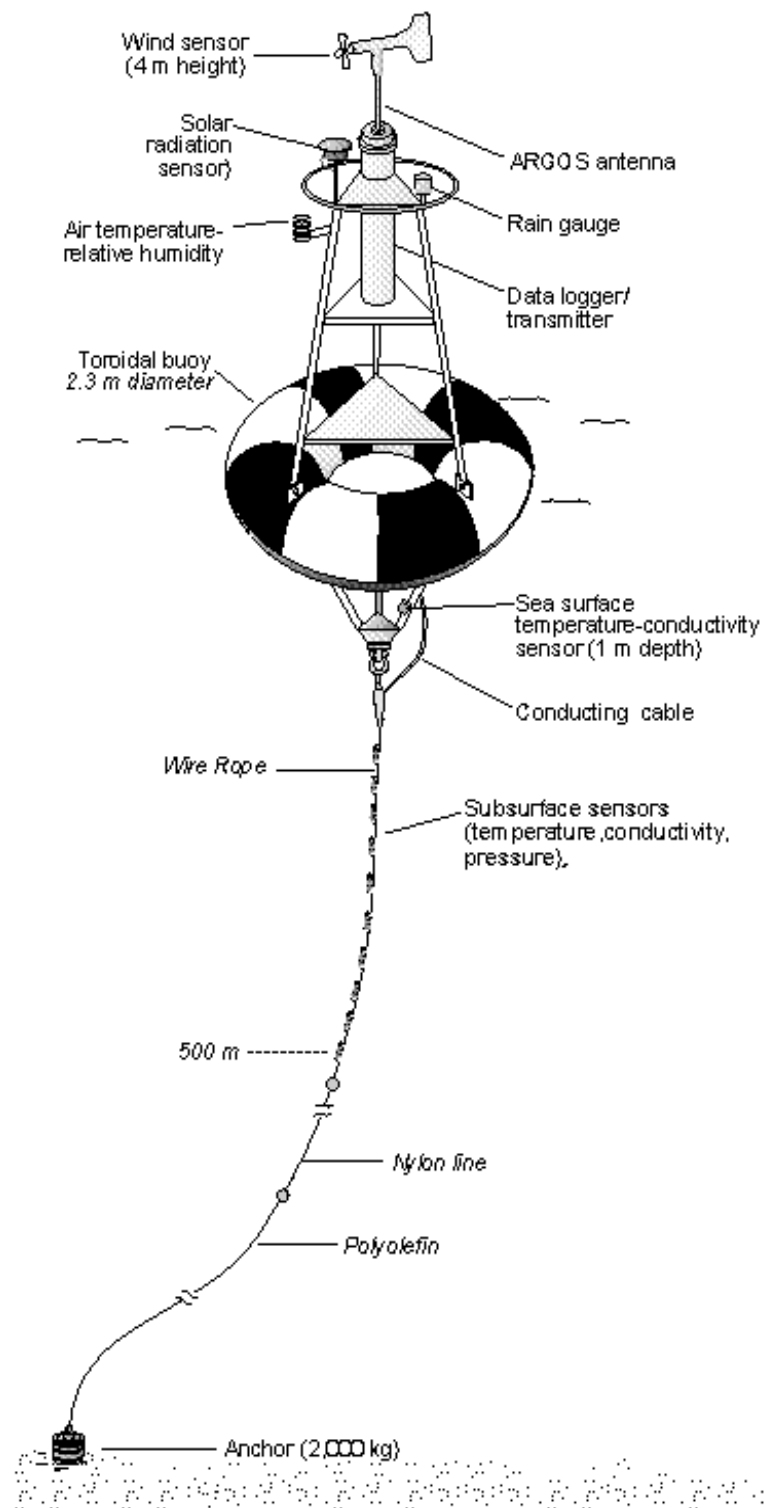


Abbildung 4.3: Schematische Darstellung einer ATLAS-Boje, Quelle: (MILBURN ET AL., 1996)

Jedes Element des Gesamtmessnetzwerkes hat Vorteile, die dem TOGA-Programm zu gute gekommen sind. Am Ende der TOGA-Dekade wurden die meisten Daten in Echtzeit per Satellit an das Festland übertragen.

Das Beobachtungssystem schließt auch Bereiche im Indischen und Atlantischen Ozean ein (Abb. 4.1). Während der TOGA-Dekade sind in diesen Gebieten jedoch keine Bojen verankert worden. Man beschränkte sich damals auf VOS-XBT-Routen und Pegelstationen. „Drifter“ kamen gelegentlich im tropischen Atlantik und Indik zum Einsatz.

Das TOGA-Messnetz wuchs erst mit der Zeit. Dementsprechend weisen die Datensätze gerade zu Beginn der Messkampagne große Datenlücken auf.

#### 4.1.2 TAO-Messnetz

Das TAO-Messnetz befindet sich im tropischen Pazifik zwischen  $8^{\circ}\text{S}$  und  $8^{\circ}\text{N}$ . Es besteht aus circa 70 Bojen, die entlang von 11 Längengraden zwischen  $137^{\circ}\text{E}$  und  $95^{\circ}\text{W}$  angeordnet sind (Abb. 4.2). Für das TOGA-Programm wurden preisgünstige ATLAS-Bojen („Autonomous Temperature Line Acquisition System“) vom „Pacific Marine Environmental Laboratory“ (PMEL) entwickelt. Sie sind der Hauptbestandteil des gesamten TAO-Messnetzes und wurden so konzipiert, dass sie bis zu einem Jahr im Ozean bleiben können, bevor sie gewartet werden müssen. Jede Boje ist fest verankert und misst Lufttemperatur, relative Luftfeuchte, wasseroberflächennahe Winde, Meeresoberflächentemperatur und Wassertemperaturen bis zu einer Tiefe von 500 m.

Die Echtzeitdatenqualitäten der ATLAS-Bojen werden auf täglicher, wöchentlicher und monatlicher Basis überprüft. Daten, die große Fehler aufweisen, werden automatisch und umgehend aussortiert. Im Gegensatz dazu werden Daten, deren Fehler nicht offensichtlich sind, beispielsweise mit den Ergebnissen des PMEL „Medium Range Forecast“ (MRF)-Modells verglichen. Die Tages- und Wochenmittel der TAO-Daten gleicht PMEL mit der „Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set“ (COADS)-Klimatologie ab.

Fünf weitere Bojen wurden zusätzlich während der TOGA-Dekade zur Langzeitmessung der Meeresströmungen entlang des Äquators ( $147^{\circ}\text{E}$ ,  $165^{\circ}\text{E}$ ,  $170^{\circ}\text{W}$ ,  $140^{\circ}\text{W}$ ,  $110^{\circ}\text{W}$ ) verankert. Hierbei handelt es sich um „Acoustic Doppler Current Profiler“ (ADCP). Diese Akustischen Profilstrommesser nutzen das Prinzip der Frequenzverschiebung bei der Reflexion von Schallwellen an bewegten Objekten. Im Meerwasser befinden sich Schwebeteilchen, die die vom ADCP ausgesandten Schallimpulse reflektieren. Je nach Laufzeit zwischen dem Aussenden und der Rückkehr der Signale zum ADCP, gewinnt man Auskunft über die Strömungsrichtung und -geschwindigkeit innerhalb einer Wassersäule. Man erhält durch die ADCP hochaufgelöste senkrechte Strömungsprofile. Während der TOGA-Dekade wurden zwei verschiedene Arten von ADCP benutzt, aufwärts gerichtete und abwärts

gerichtete. Als problematisch erwiesen sich bei den abwärts gerichteten ADCP Fischschwärme, die sich in der Nähe der ADCP aufhielten und die Messungen verfälschten. Deshalb wurden gerade die Daten für die Positionen 140°W und 110°W mit Hilfe der Daten von mechanischen Strömungsmessern abgeglichen. Die abwärts gerichteten ADCP wurden nur in einem Jahr zu Testzwecken an Stelle der aufwärts gerichteten ADCP eingesetzt.

Nach dem Ende der TOGA-Dekade 1994 wurde das TAO-Messnetz unter Trägerschaft des internationalen „Climate Variability and Predictability“ (CLIVAR) Programms, dem „Global Ocean Observing System“ (GOOS) und dem „Global Climate Observing System“ (GCOS) fortgesetzt. Der US-Kongress autorisierte 1997 die Langzeitfortführung des TAO-Messnetzes als einen Teil des ENSO-Beobachtungssystems. Im Januar 2000 wurde das TAO-Messnetz offiziell zum TAO/TRITON-Messnetz. Die westlich von 165°E gelegenen Messstationen wurden mit japanischen TRITON („Triangle Trans Ocean Buoy Network“)-Bojen besetzt.

## 4.2 Datenanalyse

Zu Beginn der TOGA-Dekade gab es wenig Messdaten. Mit dem Ausbau des TOGA-Beobachtungssystems erhöhte sich die Datendichte erheblich. Die in dieser Arbeit benutzten TAO-Tagesdatensätze wurden aufgrund fehlender Daten vor der monatlichen Mittelung zonal und zeitlich linear interpoliert. Die Auswahl der zu untersuchenden Zeiträume wurde für die jeweiligen Analysen anhand der interpolierten Daten festgelegt.

Aufgrund der unterschiedlichen Einheiten und Größen der gemessenen Parameter wurden die Daten für die Multichannel-SSA normiert. Die Normierung der Rohdaten erfolgte durch Subtraktion des zeitlichen Mittels und anschließende Division durch das räumliche Mittel der Standardabweichungen. Durch Subtraktion des Jahresgangs von den Rohdaten erhält man die Anomaliedaten. Division durch das Mittel der Standardabweichungen der Anomalien ergibt die Normierung. Sämtliche Berechnungen dieser Diplomarbeit erfolgten sowohl für normierte Rohdaten als auch für normierte Anomaliedaten. Im Folgenden werden zunächst die Abbildungen der nicht normierten Daten gezeigt.

### 4.2.1 Zonaler Wind, 20°C Isothermentiefe und Meeresoberflächentemperatur für den Zeitraum 1990 - 2004

Zunächst wurden die Monatsmittel der TAO-Daten des zonalen Windfeldes, der 20°C Isothermentiefe und der Meeresoberflächentemperatur entlang des Äquators

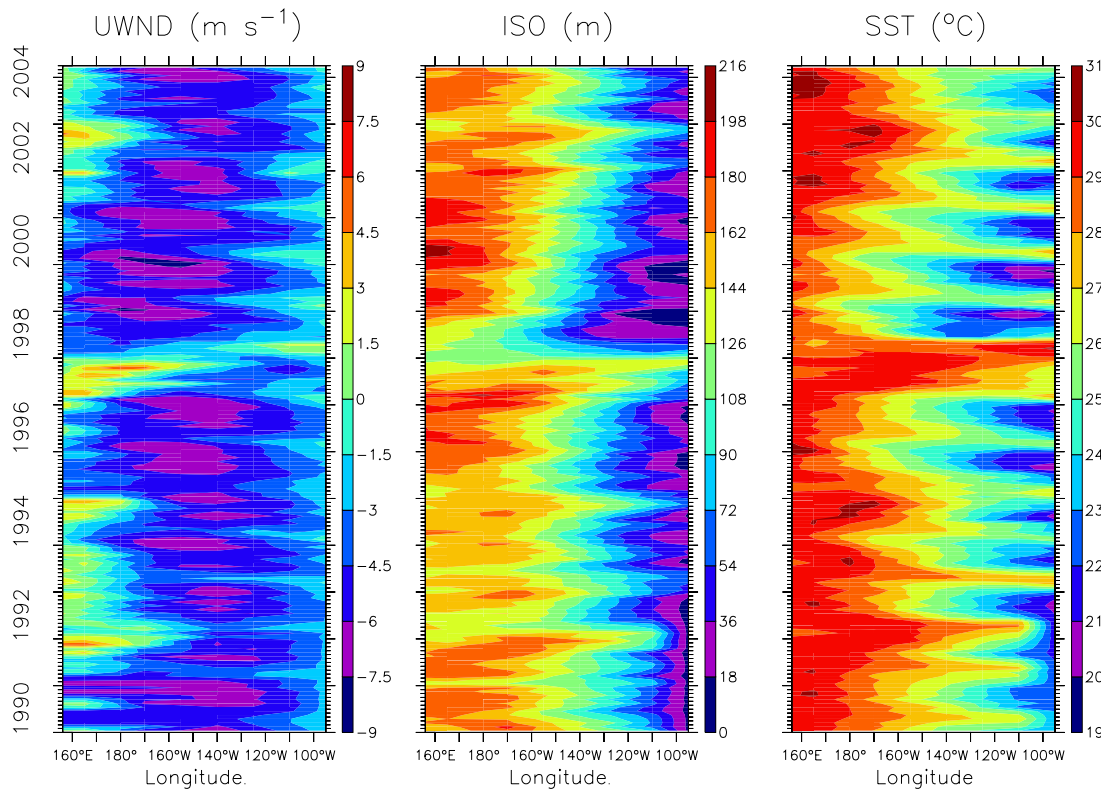


Abbildung 4.4: Hovmöllerdiagramme der Monatsmittel der Rohdaten am Äquator für den zonalen Wind (UWND), 20°C Isothermentiefe (ISO) und Meeresoberflächentemperatur (SST)

für den Zeitraum 01.01.1990 - 31.03.2004 mittels MSSA untersucht. Der Bereich des TAO-Messnetzes umfasst bei dieser Analyse insgesamt neun Bojen zwischen 156°E und 95°W (Abb. 4.2). Die Monatsmittel der Rohdaten für diesen Zeitraum sind als Hovmöllerdiagramme in Abbildung 4.4 dargestellt. Die Daten für den Ostpazifik (95°W) sind hierbei für den Zeitraum 1990-1993 stark interpoliert und daher nur geringfügig interpretierbar. Der zonale Wind hat die Einheit  $\text{ms}^{-1}$ , wobei negative (positive) Winde westwärts (ostwärts) gerichtet sind. Die Tiefe der 20°C Isotherme ist in m und die Meeresoberflächentemperatur in  $^{\circ}\text{C}$  angegeben.

Der zonale Wind in Abbildung 4.4 weist die vorherrschende Ostkomponente der Passatwinde und eine leicht westwärts gerichtete Propagation auf. Zu Beginn der 1990er Jahre, 1997/98 und 2002/03, also zu ENSO-Warmphasen, lässt sich eine verstärkte Westwindkomponente im West- bis Zentralpazifik erkennen. Während der ENSO-Kaltphase nach dem El Niño 1997/98 liegt das Maximum der Ostkomponente wesentlich weiter im Westpazifik als vor diesem Ereignis. Mit dem letzten El Niño 2002/03 hat sich das Maximum der Ostkomponente im Zentral- und Westpazifik we-

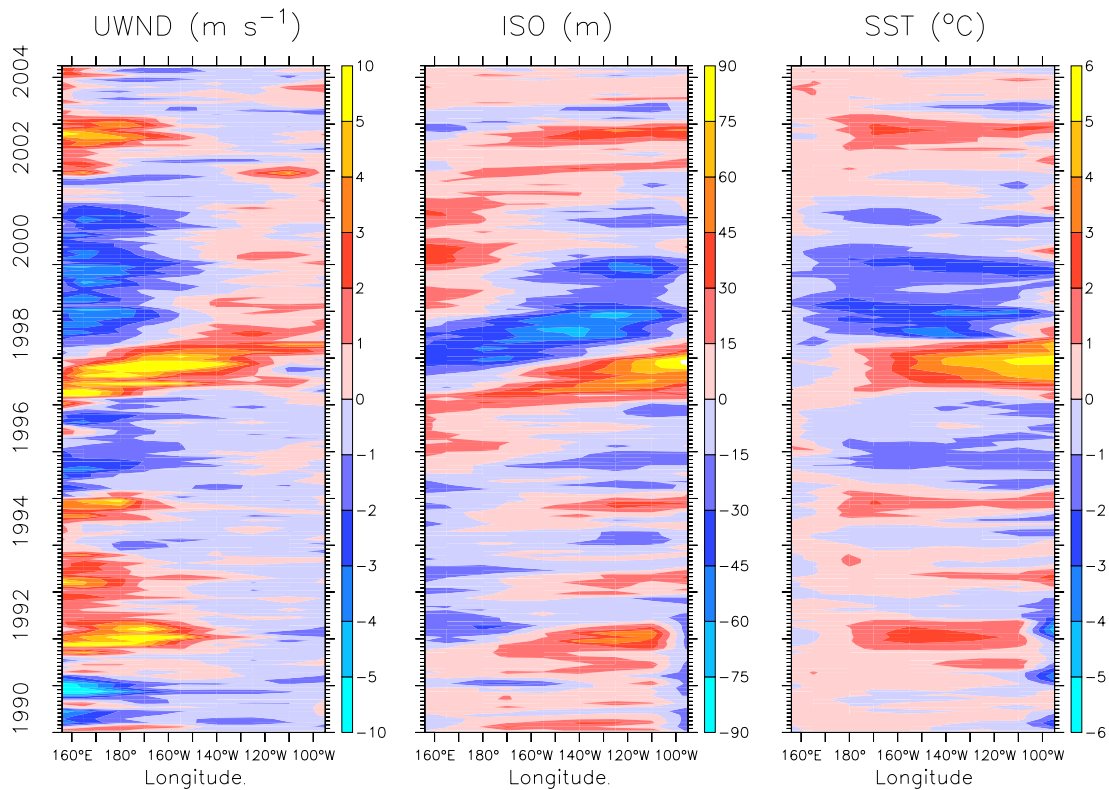


Abbildung 4.5: wie Abb. 4.4, aber für Anomaliedaten

gen der zunehmenden Intensität der Westwinde wieder weiter nach Osten verschoben. Die Neigung der Isothermentiefe ist, wie bereits in Kapitel 2.1 beschrieben, vom Wind abhängig. Während der ENSO-Kaltphasen, zum Beispiel Ende der 1990er Jahre, erreicht die  $20^{\circ}\text{C}$  Isotherme im Ostpazifik die Meeresoberfläche. Das Ost-West-Gefälle der Thermokline und des damit verbundenen SST-Gradienten spiegelt die Abbildung 4.4 sehr gut wider. Die Meeresoberflächentemperatur im Ostpazifik weist einen Jahresgang mit höheren Temperaturen im nordhemisphärischen Frühjahr auf. Während der ENSO-Warmphasen sind Extrema der Meeresoberflächentemperatur in Zusammenhang mit einer tiefer gelegenen Isotherme gut zu erkennen. Insgesamt zeigt sich, dass die Meeresoberfläche im Zentral- und Ostpazifik vor dem El Niño 1997/98 wärmer als in der Zeit nach diesem Ereignis war.

Der Zusammenhang zwischen zonalem Wind,  $20^{\circ}\text{C}$  Isothermentiefe und Meeresoberflächentemperatur lässt sich besser anhand der Abbildung 4.5 erklären. Dargestellt sind dort Monatsmittel der Anomalien, wobei positive Werte gleichbedeutend sind mit Westwinden, einer Vertiefung der  $20^{\circ}\text{C}$  Isothermentiefe und einer Zunahme der Meeresoberflächentemperatur. Die positiven sowie die negativen Anomalien der Isothermentiefe weisen eine ostwärts gerichtete Propagation auf. Die Anomalien der

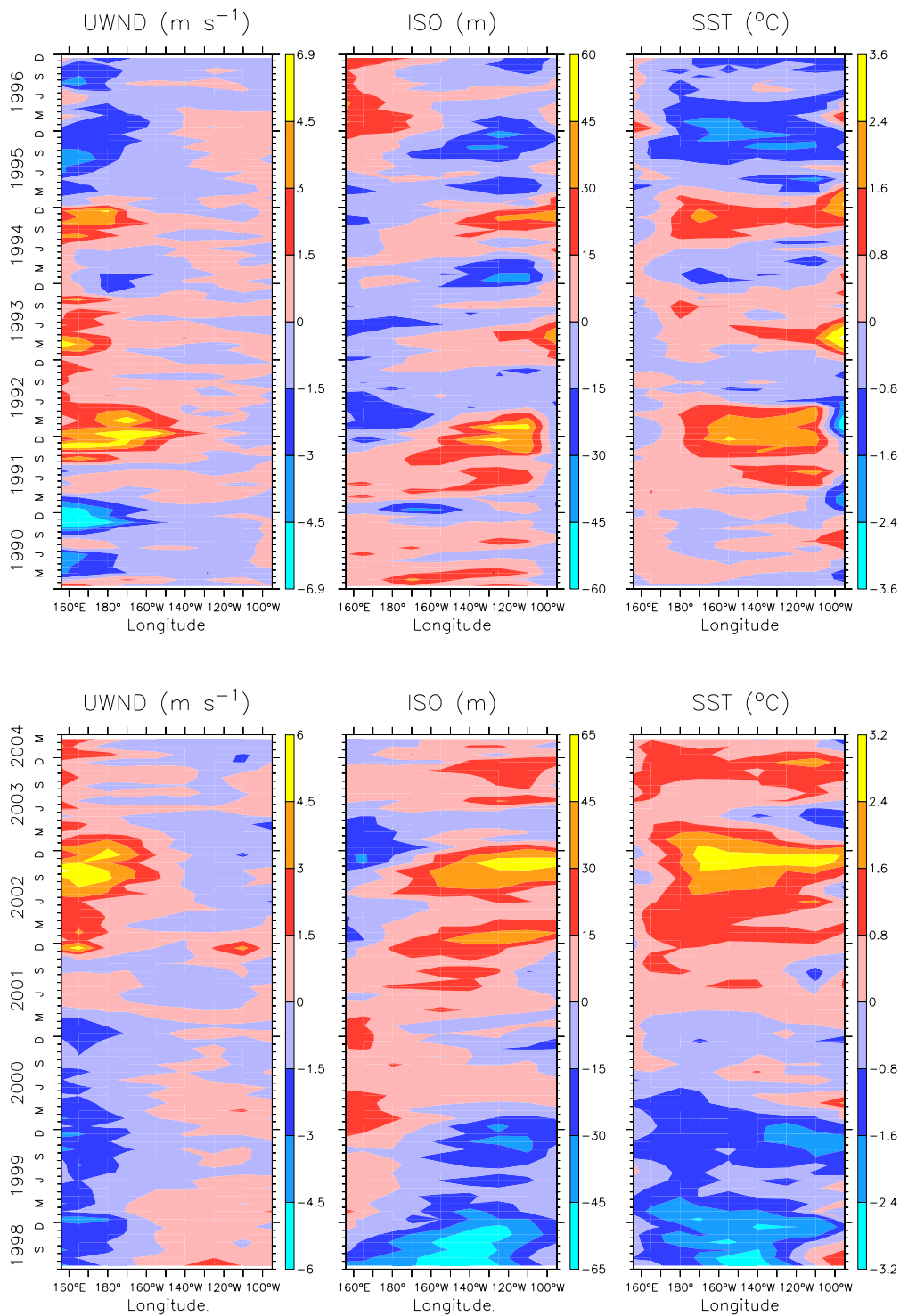


Abbildung 4.6: wie Abb. 4.4, aber für Anomaliedaten, oben: Jan.1990 - Dez.1996, unten: Jul.1998 - Mrz.2004



Meeresoberflächentemperatur haben während des gesamten Zeitraumes eine starke stehende Komponente. Im Vergleich zur Isothermentiefe und der Meeresoberflächentemperatur weisen die Anomalien des zonalen Windes mit dem Jahrhundert-El Niño 1997/98 eine ostwärts gerichtete Propagation auf und sind sonst relativ stehend. Eindeutig erkennbar sind die einzelnen ENSO-Warmphasen zu Beginn der 1990er Jahre, der Jahrhundert-El Niño 1997/98 sowie der darauf folgende, weniger stark ausgeprägte El Niño 2002/03. Kaltphasen traten vor und nach dem Jahrhundert-El Niño auf, wobei die 1998 beginnende La Niña-Phase eine sehr hohe Intensität hatte und über zwei Jahre anhielt. Bezüglich dieser Kaltphase werden die Zusammenhänge zwischen den einzelnen Parametern (UWND, ISO, SST) erläutert. Die Isothermentiefe erfährt eine Aufwölbung über den kompletten äquatorialen Pazifik und führt somit zu einer ebenso weitreichenden negativen SST-Anomalie. Die starken negativen Anomalien des zonalen Windes (Ostwinde) sind gleichbedeutend mit einer Intensivierung der Walker-Zirkulation. Unter Normalbedingungen sinkt die Luft über dem Ostpazifik ab und strömt westwärts. Dieser Effekt wird durch die niedrigeren Meeresoberflächentemperaturen und die damit einhergehenden geringeren Lufttemperaturen über dem Ostpazifik verstärkt. Im tropischen Pazifik ist der ENSO-Zyklus die stärkste Klimaschwankung auf zwischenjährlichen Zeitskalen. Variabilität existiert aber auf allen Zeitskalen. Interessant ist, dass in den Abbildungen 4.5 und 4.6 Variabilität auch auf Zeitskalen zwischen ein und zwei Jahren zu erkennen ist, obwohl der Jahresgang bei der Berechnung der Anomalien von den Rohdaten subtrahiert wurde. Daraus ergeben sich die Kernfragen dieser Arbeit:

- Welche Variabilitäts-Moden existieren im äquatorialen Bereich des Pazifiks neben dem ENSO-Mode und dem Jahresgang?
- Wie sieht die räumliche Struktur der Moden für den gesamten tropischen Pazifik aus?
- Welche physikalischen Erklärungen gibt es für diese Moden?

Um unter anderem den Einfluss des Jahrhundert-El Niños 1997/98 auf die Analyseergebnisse der MSSA zu mindern, wurde die Zeitreihe 01.01.1990 - 31.03.2004 in zwei Zeitabschnitte unterteilt, 01.01.1990 - 31.12.1996 und 01.07.1998 - 31.03.2004. Die Hovmöllerdiagramme der Rohdaten dieser Zeitabschnitte befinden sich im Anhang A und die der Anomalien sind in Abbildung 4.6 dargestellt. Bei der Analyse der Zeitreihen mittels MSSA wurde stets die „Fensterlänge“  $w = 48$  gewählt. Andere „Fensterlängen“ sind ebenso getestet worden (ohne Abbildung), führten aber nicht zu wesentlich anderen Ergebnissen.

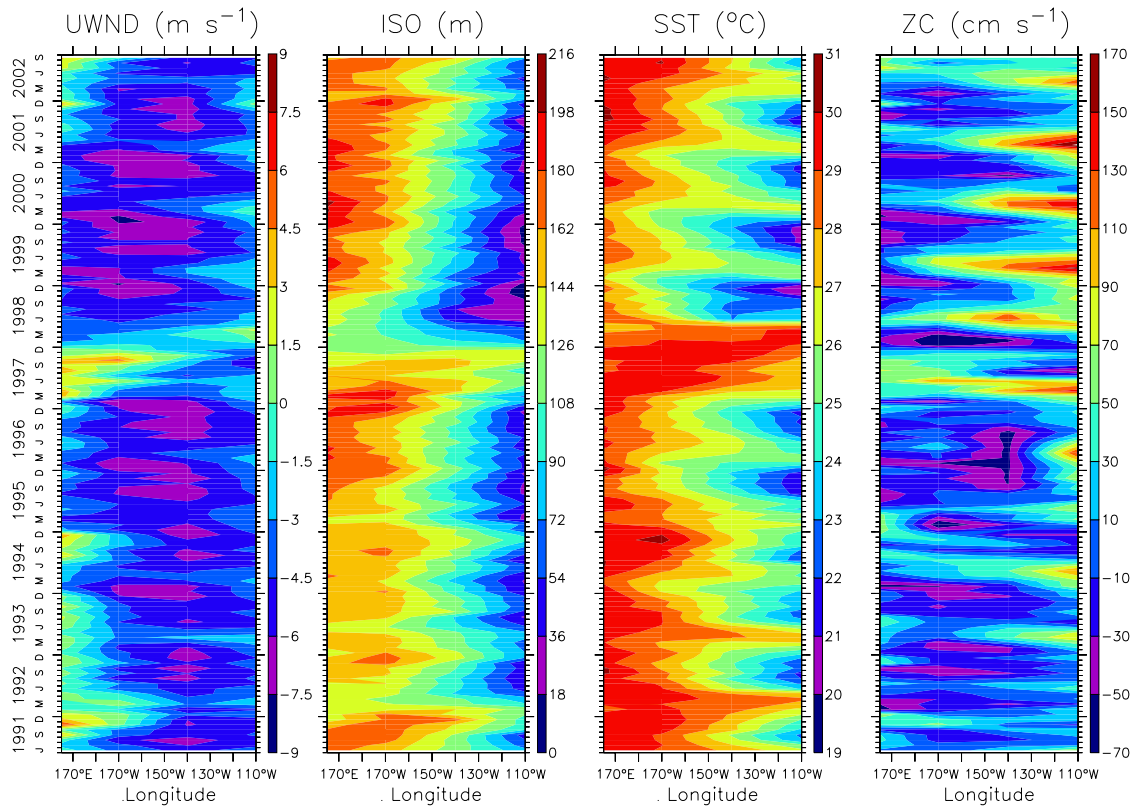


Abbildung 4.7: Hovmöllerdiagramme der Monatsmittel der Rohdaten am Äquator für den zonalen Wind (UWND), 20 °C Isothermentiefe (ISO), Meeresoberflächentemperatur (SST) und zonale Meeresströmungen (ZC)

#### 4.2.2 Zonaler Wind, 20 °C Isothermentiefe, Meeresoberflächentemperatur und zonale Meeresströmungen für den Zeitraum 1991 - 2002

Um die Mechanismen der aus der ersten MSSA erhaltenen Moden besser interpretieren zu können, wurde ein zweiter TAO-Datensatz, der die zonalen Meeresströmungen am Äquator einbezieht, untersucht. Für den Zeitraum 01.06.1991 - 30.09.2002 wurde die MSSA für die Monatsmittel des zonalen Windes, der 20 °C Isothermentiefe, der Meeresoberflächentemperatur und der zonalen Meeresströmungen entlang des Äquators für vier Bojen von 165 °E bis 110 °W durchgeführt (Abb. 4.2). Diese zweite Analyse sollte Aufschluss über den Einfluss der zonalen Meeresströmungen und die damit verbundene zonale Temperatur geben. Die Monatsmittel der Rohdaten dieses zweiten Datensatzes sind in Abbildung 4.7 dargestellt. Die Zusammenhänge zwischen dem zonalen Wind, der 20 ° Isothermentiefe und der Meeresoberflächentemperatur wurden schon in Unterkapitel 4.2.1 erläutert. Deshalb wird nun der

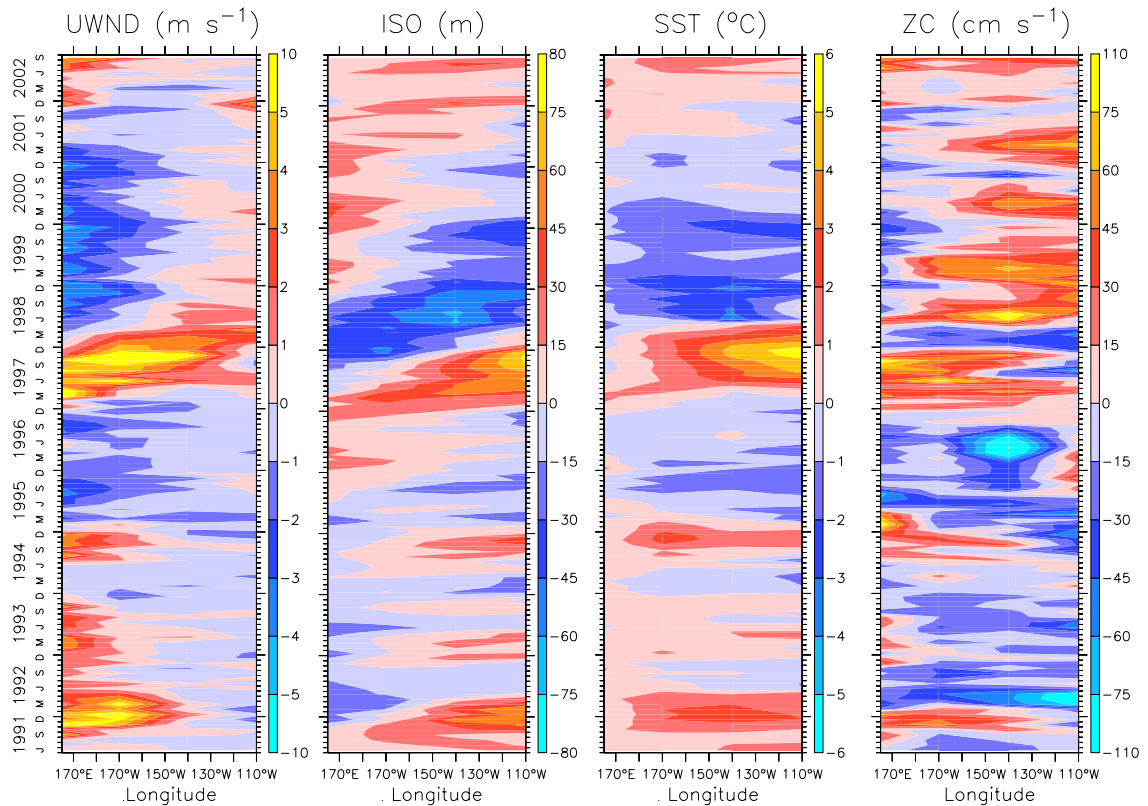


Abbildung 4.8: wie Abb. 4.7, aber für Anomaliedaten

Schwerpunkt auf die Interpretation der zonalen Meeresströmungen in Abbildung 4.7 gelegt.

Zunächst wurden die zur Verfügung stehenden Daten der zonalen Meeresströmungen von 0-50 m Tiefe gemittelt und danach zonal und zeitlich linear interpoliert. Die Monatsmittel der Rohdaten in Abbildung 4.7 und der Anomalien in Abbildung 4.8 weisen eine starke Interpolation der ADCP-Daten bei 140°W für den Zeitraum September 1995-September 1996 auf. In dieser Zeitspanne wurden, wie bereits in Unterkapitel 4.1.2 ausführlich beschrieben, abwärts gerichtete ADCP benutzt. Dies ist die Ursache für den mangelbehafteten Datensatz.

Positive Werte für die zonalen Meeresströmungen in Abbildung 4.7 und 4.8 bedeuten eine ostwärts gerichtete Strömung. Die Oberflächenströmung wird durch den Wind angetrieben und ist aufgrund der Passatwinde entlang des Äquators im langjährigen Mittel westwärts gerichtet. Dabei entsteht ein zonaler Druckgradient, der den Äquatorialen Unterstrom (EUC) antreibt. Der EUC strömt innerhalb der Thermokline ostwärts, und seine Ost-West-Neigung ist deshalb mit der der Thermokline identisch.

Die zonalen Meeresströmungen weisen in den Abbildungen 4.7 und 4.8 im Zentral-

und Ostpazifik scheinbar eine Richtungsänderung auf. Vor dem Jahrhundert-El Niño 1997/98 sind die Oberflächenströmungen westwärts und nach diesem Ereignis ostwärts gerichtet. Bedingt durch die 1998 beginnende Kaltphase verstärken sich die Ostwinde. Daraus sollte eine westwärts gerichtete Oberflächenströmung resultieren. Durch die Ostwinde nimmt aber auch die Intensität des EUC zu. Thermokline und EUC verlagern sich im Ostpazifik nach oben in eine Tiefe von 18-36 m. Da die Daten über die oberen 50 m Tiefe gemittelt wurden, nimmt der Einfluss des ostwärts gerichteten EUC auf die Daten zu. So löst sich der Widerspruch in den Abbildungen 4.7 und 4.8 zwischen westwärts gerichteten Winden und scheinbar ostwärts gerichteten Oberflächenströmungen auf.

Während der ENSO-Warmphase 1997/98 (Abb. 4.8) sieht man den Einfluss des Windes auf die zonalen Meeresströmungen. Sie sind ebenso wie der zonale Wind ostwärts gerichtet. Die Westwindanomalie breitet sich Richtung Osten aus. Offenbar entsteht durch die damit verbundenen Oberflächenströmungen und der daraus resultierenden Konvergenz am Ostrand ein Druckgradient, der zu einer Umkehrung der Meeresströmungen führt.

#### **4.2.3 Zonaler Wind, 20 °C Isothermentiefe und Meeresoberflächentemperatur für den Zeitraum 1994 - 2004**

Ziel der Regressions- und Korrelationsanalysen war es, räumliche Muster für die bereits am Äquator identifizierten Moden der Klimavariabilität zu erhalten. Für diese Analysen wurden die Monatsmittel der TAO-Daten für den tropischen Pazifik im Bereich 8 °N bis 8 °S und 156 °E bis 95 °W für den Zeitraum 01.08.1994 - 31.05.2004 genutzt. Die verwendeten TAO-Datensätze sind vor Berechnung der Monatsmittel zonal und zeitlich linear interpoliert worden.

Zunächst wurden die zu den zuvor identifizierten Oszillations-Moden gehörenden SST-Indizes bestimmt. Dazu sind mittels MSSA die Rekonstruierten Komponenten der Oszillations-Moden des zonalen Windes, der 20 °C Isothermentiefe und der Meeresoberflächentemperatur der Bojen entlang des Äquators (156 °E - 95 °W) berechnet worden. Anschließend erfolgte eine zonale Mittelung der Rekonstruierten Komponenten der Oszillations-Moden der Meeresoberflächentemperatur. Diese Mittel entsprechen den SST-Indizes. Die Regressionen und Korrelationen wurden dann zwischen den Datensätzen der Bojen und den SST-Indizes durchgeführt.

# Kapitel 5

## Ergebnisse

In den folgenden Unterkapiteln werden die Ergebnisse der in dieser Arbeit durchgeführten Analysen beschrieben und interpretiert. Ziel ist es, die physikalischen Mechanismen der am Äquator mittels MSSA identifizierten Oszillations-Moden darzulegen. Die Ergebnisse der Regressions- und Korrelationsanalysen für den Bereich zwischen  $8^{\circ}\text{N}$  und  $8^{\circ}\text{S}$  sollen einen Überblick über die räumlichen Muster der Oszillations-Moden und deren erklärte Varianzen geben.

### 5.1 Rekonstruktion der zwischenjährigen Variabilität

#### 5.1.1 Januar 1990 - März 2004 (ohne zonale Strömungen)

Die MSSA für den zonalen Wind, die  $20^{\circ}\text{C}$  Isothermentiefe und die Meeresoberflächentemperatur wurde für Rohdaten und Anomalien durchgeführt. Der Unterschied zwischen den Rohdaten und den Anomalien liegt darin, dass die Rohdaten den Jahresgang enthalten. Dies spiegelt sich natürlich auch in den Ergebnissen wider. Die Eigenwertspektren der MSSA der Anomalien und Rohdaten sind in Abbildung 5.1 dargestellt. Beide Spektren weisen Paare von Eigenwerten auf. Oszillations-Moden lassen sich unter Zuhilfenahme der zu einem Eigenwertpaar gehörenden T-EOFs identifizieren. Existiert ein Oszillations-Mode, weisen diese T-EOFs ähnliche Oszillationszeitskalen auf und sind phasenverschoben (Kap. 3). Der ENSO-Mode wird in beiden Eigenwertspektren (Abb. 5.1) durch das erste Eigenwertpaar gekennzeichnet. Das zweite Eigenwertpaar im Eigenwertspektrum der Rohdaten (Abb. 5.1, rechts) bildet den Jahresgang („annual cycle“, AC). Das dritte Eigenwertpaar der Rohdaten (Abb. 5.1, rechts) und das zweite Eigenwertpaar der Anomalien (Abb.

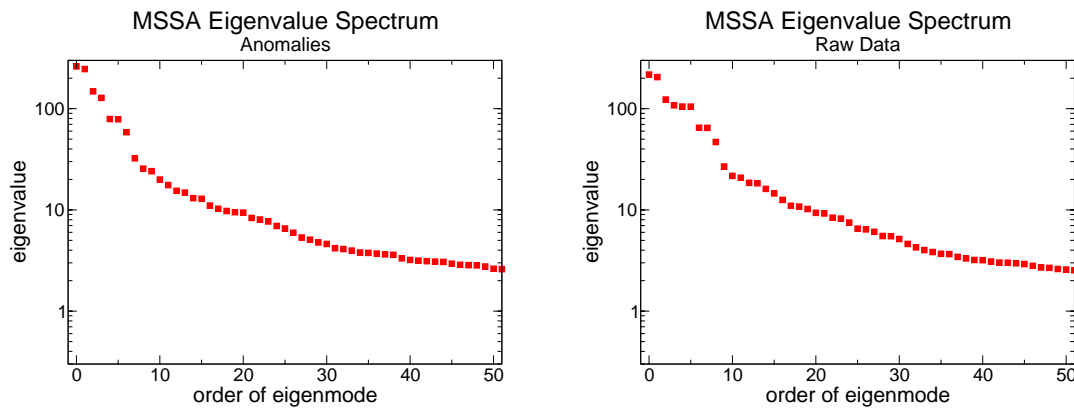


Abbildung 5.1: *Eigenwertspektren der MSSA für den Zeitraum Januar 1990 - März 2004 der Anomalien (links) und der Rohdaten (rechts)*

5.1, links) geben den gleichen Oszillations-Mode wieder. Dieser weist Eigenschaften des ENSO-Zyklus sowie des Jahresgangs auf und hat eine sich stark ändernde Periode von ein bis zwei Jahren. Er wird im Folgenden als Sub-ENSO-Mode bezeichnet. Bei der MSSA der Rohdaten wurde der Sub-ENSO-Mode aufgrund der Präsenz des AC im Vergleich zur MSSA der Anomalien um zwei Eigenwerträge verschoben.

Für jeden Eigenwert lässt sich eine Zeitreihe durch das Produkt der zu dem Eigenwert gehörenden T-EOF (ohne Abb.) und T-PC (Abb. 5.2) rekonstruieren (Kap. 3). Da sich ein Oszillations-Mode aus einem Paar von Eigenwerten zusammensetzt, erhält man dessen entsprechende rekonstruierte Zeitreihe (Rekonstruierte Komponente, RC) aus der Addition der beiden zu dem Eigenwertpaar gehörenden rekonstruierten Zeitreihen (Summe der RCs).

Die Summen der RCs der Rohdaten und der Anomalien ähneln sich mit Ausnahme des AC, deshalb werden im Folgenden für den gesamten Zeitraum Januar 1990 - März 2004 nur die Abbildungen der Rohdaten gezeigt.

Die zu den drei identifizierten Oszillations-Moden gehörenden Hauptkomponenten (PCs) sind in Abbildung 5.2 dargestellt. Eine Aussage über die Aktivität der einzelnen Oszillations-Moden lässt sich mit Hilfe der Einhüllenden der PCs (AMP) treffen. Sie sind von großer Bedeutung, da sie zum Beispiel Aufschluss darüber geben können, ob der Sub-ENSO-Mode unabhängig vom ENSO-Mode existiert. Der ENSO-Mode weist im Zeitraum 1990 - 1993 eine geringe Aktivität auf (Abb. 5.2). Von 1993 bis zum Jahrhundert-El Niño 1997/98 nimmt dann die Aktivität des ENSO-Modes zu und verringert sich wieder nach diesem starken El Niño-Ereignis. Der Sub-ENSO-Mode weist eine ähnliche Zunahme der Aktivität und die sich an den Jahrhundert-El Niño anschließende Abnahme auf. Daraus könnte man schlussfolgern, dass der Sub-ENSO-Mode in Abhängigkeit vom ENSO-Mode

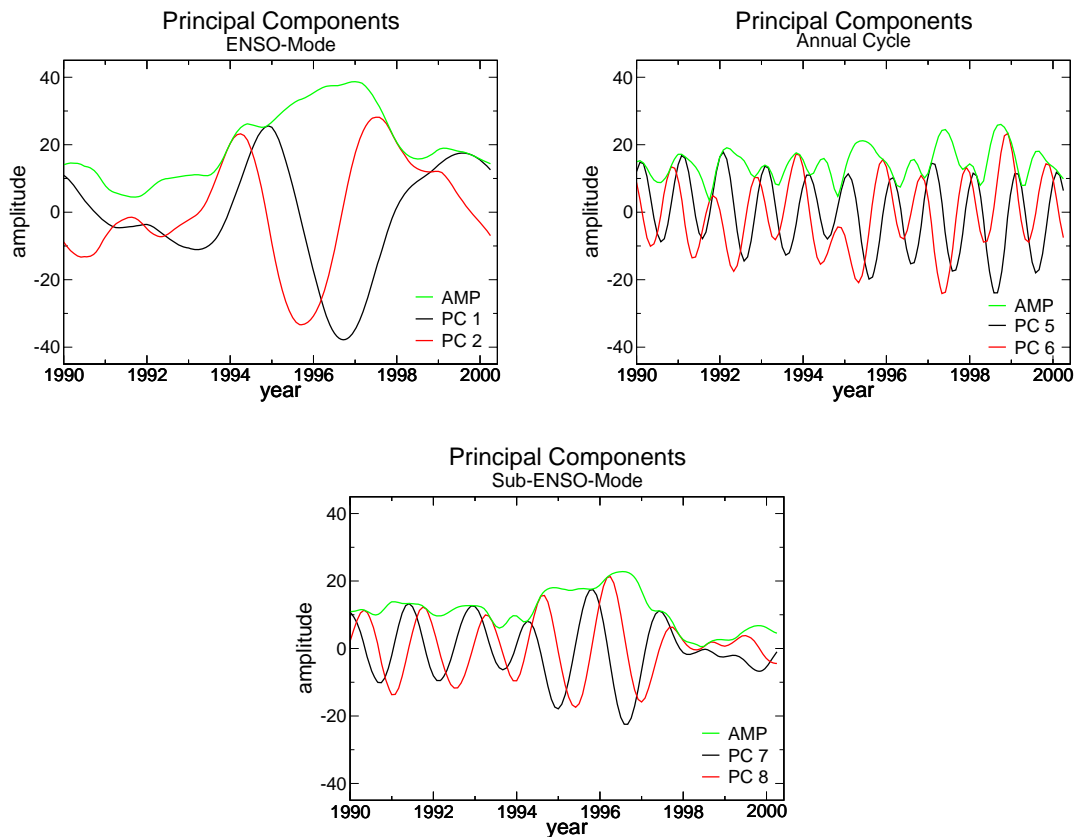


Abbildung 5.2: Hauptkomponenten (PCs) und deren Einhüllende (AMP) der MSSA der Rohdaten für den Zeitraum Januar 1990 - März 2004

existiert. Im Gegensatz zum ENSO-Mode zeigt der Sub-ENSO-Mode aber auch eine stärkere Aktivität zwischen 1990 und 1993. Dies könnte ein Indiz dafür sein, dass der Sub-ENSO-Mode nicht nur in Abhängigkeit vom ENSO-Mode auftritt, aber durchaus von ihm beeinflusst wird.

## ENSO-Mode

Als erster Oszillations-Mode wurde der ENSO-Mode, der eine Periode zwischen vier und fünf Jahren aufweist, identifiziert. Die zeitliche Entwicklung des ENSO-Zyklus veranschaulicht Abbildung 5.3. Wie bereits in Unterkapitel 4.2.1 erklärt, gab es unterschiedlich starke ENSO-Phasen. Die Ergebnisse (Abb. 5.3) weisen zu Beginn der 1990er Jahre auf eine eher schwache, aber langanhaltende ENSO-Warmphase hin. Als absolute Maxima zeigen sich der Jahrhundert-El Niño 1997/98 und die darauf folgende ENSO-Kaltphase. Der El Niño 2002/03 ist im Vergleich zu den anderen ENSO-Ereignissen durch eine mittlere Intensität gekennzeichnet.

Der Zusammenhang zwischen zonalem Wind, der 20 °C Isothermentiefe und der Meeresoberflächentemperatur ist offensichtlich, und Abbildung 5.3 erinnert sehr an den „delayed-action-oscillator“ von SUAREZ UND SCHOPF (1988) sowie an die Abbildung 2.4 von BATTISTI UND HIRST (1989). Im Vergleich zum Modell von BATTISTI UND HIRST (1989) ist die ostwärts gerichtete Propagation aller Parameter in Abbildung 5.3 auffällig. Betrachtet man Abbildung 4.5, erkennt man für den zonalen Wind und die 20 °C Isothermentiefe in der Tat eine Ostwärtspropagation. Für die Meeresoberflächentemperatur ist diese nicht so offensichtlich, eine schwache Propagation könnte aber im Westpazifik gesehen werden.

Der ENSO-Zyklus wird nun anhand eines Beispiels aus Abbildung 5.3 erklärt. Eine positive Anomalie in der 20 °C Isotherme, die in dieser Arbeit die Thermokline repräsentiert, breitet sich beginnend im April 1995 von Westen nach Osten aus. Im Osten des äquatorialen Pazifiks führt diese Vertiefung zu einer Erhöhung der Meeresoberflächentemperatur, die im Ostpazifik am stärksten ausgeprägt ist. Die Vertiefung der Thermokline hat im Ostpazifik einen größeren Effekt auf die Meeresoberflächentemperatur, da sie sich dort in einer geringeren Tiefe befindet. Der Auftrieb kalten Tiefenwassers schwächt sich ab und das Wasser oberhalb der Thermokline erwärmt sich. Es entsteht eine positive SST-Anomalie. Im Gegensatz dazu ist im Zentralpazifik die Schicht oberhalb der Thermokline sehr viel mächtiger und gut durchmischt. Deshalb sind die SST-Anomalien im Zentralpazifik weniger stark ausgeprägt.

Aufgrund der positiven SST-Anomalien setzen im August 1996 Westwindanomalien im Westpazifik ein. Sie erreichen ihr Maximum, wenn die SST-Anomalien im Ostpazifik am größten sind, und sich die Walker-Zirkulation abgeschwächt hat (Kap. 2.2). Die Westwindanomalien erzeugen nach dem Modell des „delayed-action-oscillator“ sich westwärts bewegendende *upwelling*-Rossbywellen und sich ostwärts ausbreitende *downwelling*-Kelvinwellen. In der Abbildung der 20 °C Isothermentiefe (Abb. 5.3) spiegeln sich die *upwelling*-Signale als negative Anomalien und die *downwelling*-Signale als positive Anomalien wider. Die ostwärts wandernden *downwelling*-Kelvinwellen verursachen also eine Vertiefung der 20 °C Isotherme, welche die SST-Anomalien verstärkt. So verlagert sich zum Beispiel im Nordhemisphärensommer 1997 die 20 °C Isotherme im Ostpazifik um 25-30 m nach unten und erreicht damit ihre maximale Tiefe. Zur gleichen Zeit werden die sich ostwärts ausbreitenden Rossbywellen beim Erreichen des Westrandes als *upwelling*-Kelvinwellen reflektiert. Im Westpazifik wird die Thermokline bereits durch diese „verzögerten“ *upwelling*-Signale der reflektierten Kelvinwellen wieder angehoben. Mit dieser Aufwölbung geht eine Abnahme der Meeresoberflächentemperatur einher. Die ENSO-Kaltphase wird eingeleitet, denn der Auftrieb kalten Tiefenwassers wird durch die Aufwölbung der Thermokline verstärkt. Im Westpazifik kühlt sich die Meeresoberfläche wegen der Durchmischung der mächtigeren Schicht oberhalb der Thermokline weniger ab als im Ostpazifik. Gleichzeitig nimmt die Intensität der Passatwinde und damit auch der Walker-Zirkulation zu, was eine



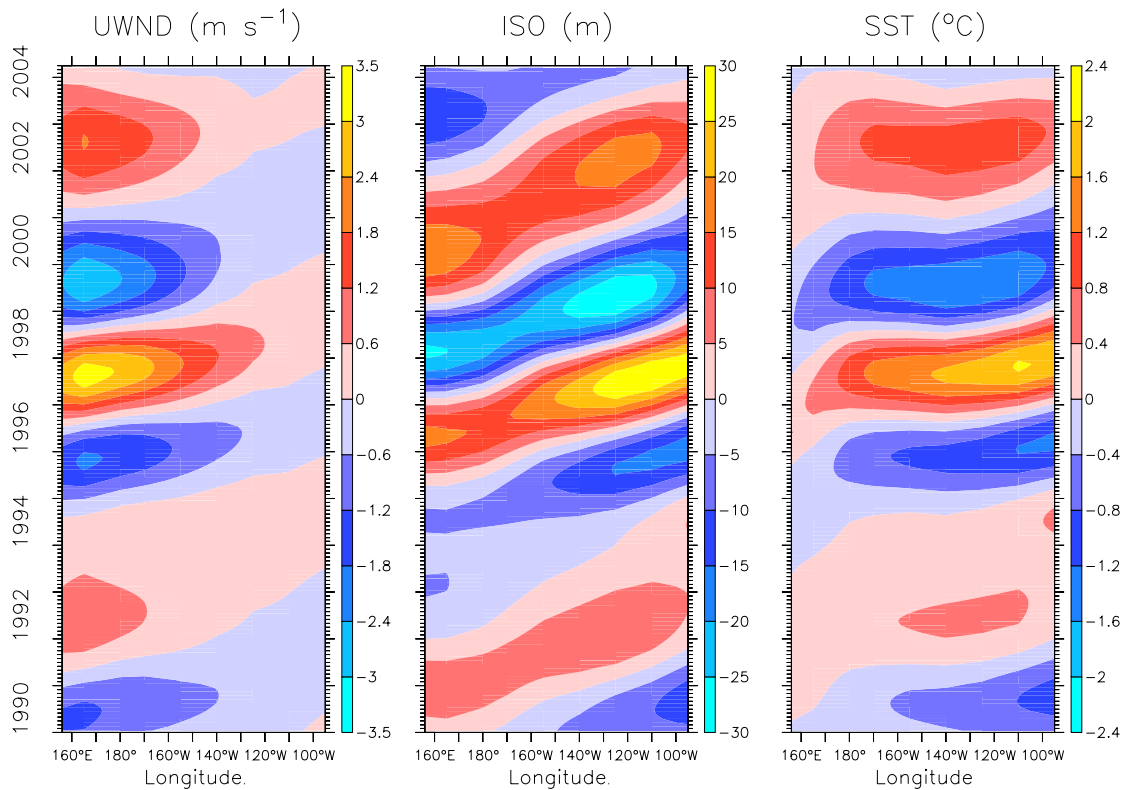


Abbildung 5.3: *ENSO-Mode (RCs 1+2) der Rohdaten für Januar 1990 - März 2004; erklärte Varianz: 27.6 %*

Verstärkung der Anhebung der Thermokline in Form von sich ostwärts bewegenden *upwelling*-Kelvinwellen bewirkt. Wenn diese den Ostrand erreichen, wird bereits im Westpazifik die Thermokline durch eine positive Anomalie gekennzeichnet. Diese Vertiefung der 20 °C Isotherme resultiert aus *downwelling*-Kelvinwellen, die durch die Reflexion von winderzeugten *downwelling*-Rossbywellen am Westrand entstanden sind. Dies führt mit einer Zeitverzögerung zu einer Erwärmung der Meeresoberfläche im Osten und zu einer Abschwächung der Winde. Damit ist der Kreislauf geschlossen.

### Jahresgang (AC)

Der zweite in den Rohdaten identifizierte Oszillations-Mode ist der Jahresgang (Abb. 5.4). Im Folgenden werden die Zusammenhänge zwischen zonalem Wind, 20 °C Isothermentiefe und Meeresoberflächentemperatur erläutert.

In den Tropen ändern die Passatwinde bedingt durch die saisonale Verlagerung der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) ihre Intensität. Während des nordhe-

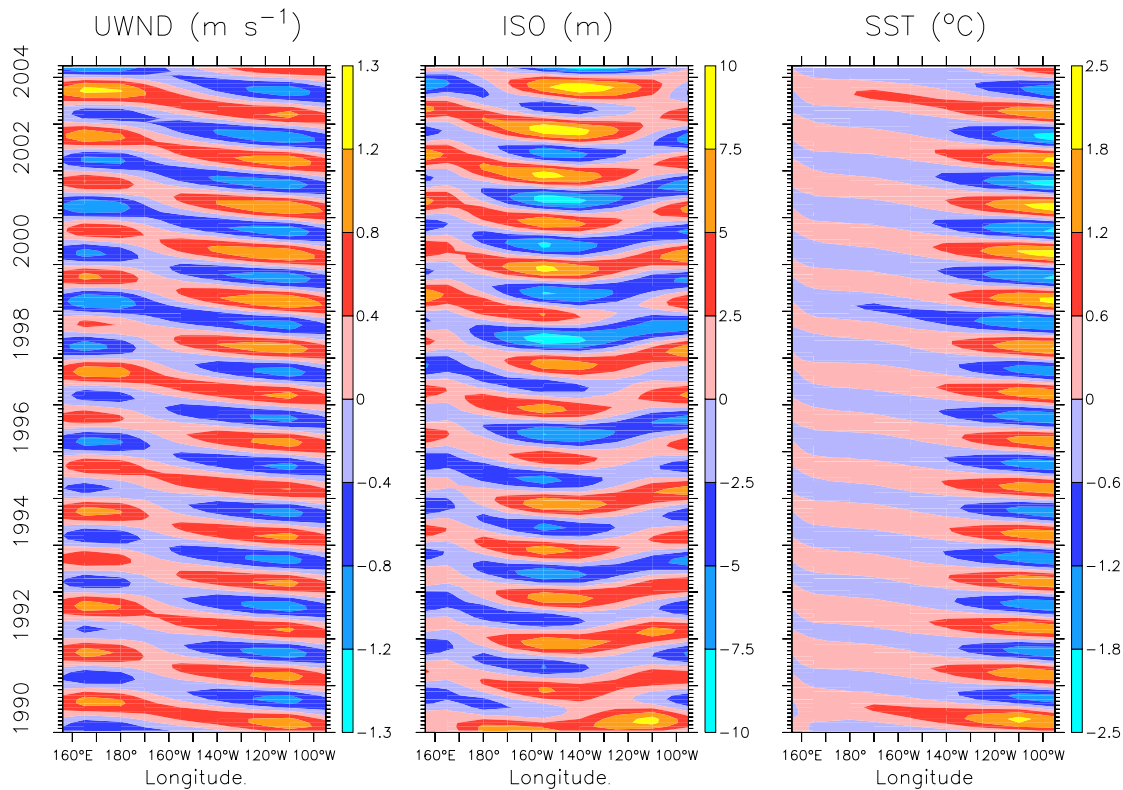


Abbildung 5.4: Jahresgang (RCs 5+6) der Rohdaten für Januar 1990 - März 2004; erklärte Varianz: 13.8 %

misphärischen Frühjahrs, wenn sich die ITCZ in der Nähe des Äquators befindet, schwächen sich die Südostpassate ab. Damit verbunden schwächen sich der äquatoriale Auftrieb kalten Tiefenwassers und die Meeresströmungen an der Oberfläche ab. Die Thermokline wird im Mittel vom westwärts gerichteten Windstress balanciert. Sie kann sich langsamen Änderungen des Windstresses anpassen. Ändert sich dieser jedoch auf kürzeren Zeitskalen, wird die Balance gestört. Im Zentralpazifik bewirken so die schwächeren Südostpassate eine geringfügige Anhebung der Thermokline. Daraus resultieren zonale Meeresströmungen.

Entscheidend für den Jahresgang sind aber die durch den Wind angetriebenen Meeresströmungen. Sie advehieren warmes Wasser in den Ostpazifik, wo die Meeresoberflächentemperatur zunimmt. Ab Mai, wenn die ITCZ sich weiter nach Norden verlagert hat, verstärken sich die Südostpassate wieder und somit auch der Auftrieb kalten Tiefenwassers. Die Meeresoberflächentemperatur im Ostpazifik nimmt ab und die jährlich auftretende Warmphase wird somit beendet. Der Unterschied zwischen dem AC und dem ENSO-Mode besteht offenbar darin, dass der zonale Wind beim AC einen direkten Einfluss auf die Meeresoberflächentemperatur im

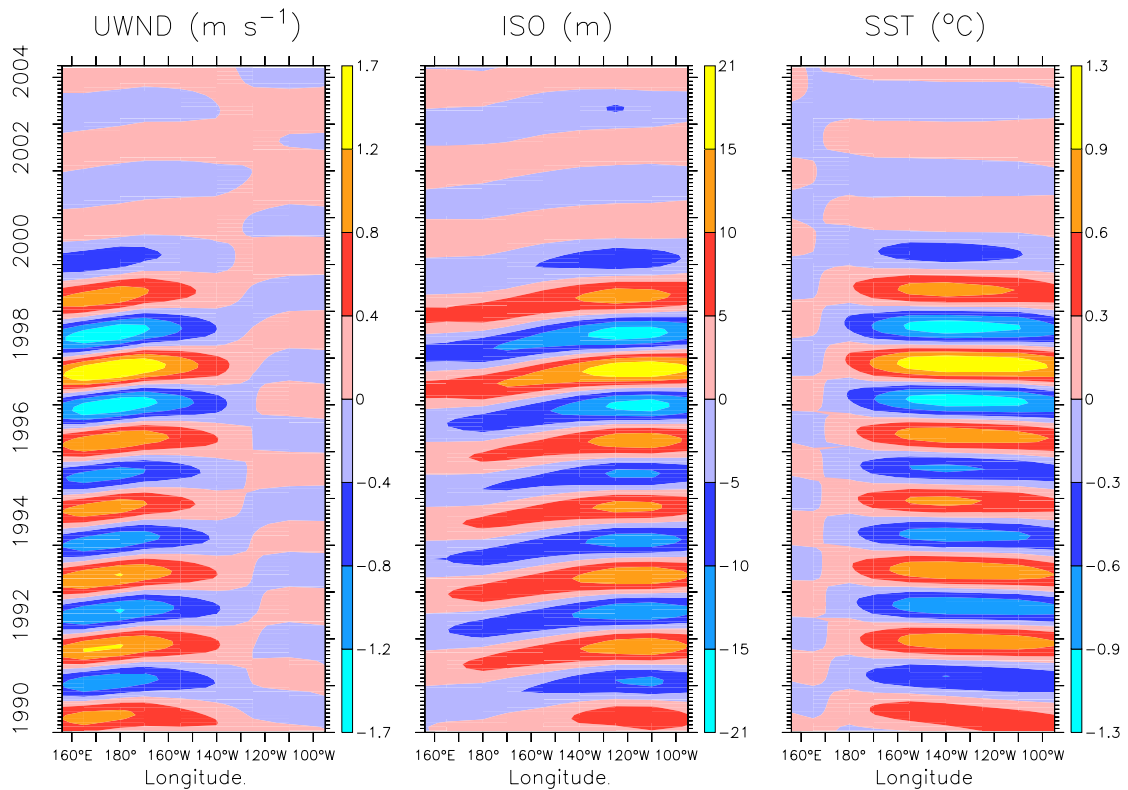


Abbildung 5.5: *Sub-ENSO-Mode (RCs 7+8) der Rohdaten für Januar 1990 - März 2004; erklärte Varianz: 8.4 %*

Ostpazifik hat (Abb. 5.4). Im Gegensatz dazu befindet sich die Windanomalie beim ENSO-Mode im West- bis Zentralpazifik und übt so keinen direkten Einfluss auf die Meeresoberflächentemperatur im Ostpazifik aus (Abb. 5.3). Für alle drei Parameter zeigt sich eine Intensivierung des Jahresgangs ab etwa 1998, auf die noch im weiteren Verlauf eingegangen wird. Der fundamentale Unterschied zwischen beiden Moden liegt in den Propagationseigenschaften. Konsistent mit der SST-Mode-Hypothese von NEELIN (1991) propagieren die Meeresoberflächentemperatur und der zonale Wind für den Jahresgang nach Westen, während die Anomalien des ENSO-Modes in erster Näherung stehend sind und der Wärmeinhalt ostwärts wandert.

### Sub-ENSO-Mode

Als letzter Oszillations-Mode wurde der Sub-ENSO-Mode identifiziert. Dieser Mode ist in Abbildung 5.5 dargestellt und hat eine besondere Struktur, die dem ENSO-Mode sehr ähnlich ist. Der Sub-ENSO-Mode existiert aber auf kürzeren Zeitskalen und muss deshalb einem anderen physikalischen Mechanismus unterliegen. Vergleicht

man die Abbildungen des ENSO-Modes und des Sub-ENSO-Modes (Abb. 5.3, 5.5), erkennt man, dass sich bei beiden Moden zuerst die Neigung der Thermokline ändert. Beim Sub-ENSO-Mode (Abb. 5.5) ist das offenbar im Vergleich zum ENSO-Mode erst später innerhalb eines Zyklus der Fall. Daraus ergibt sich die Frage, welche Rolle die zonale Advektion von kaltem oder warmem Wasser für die Moden spielt. Diese Frage wird den Schwerpunkt im Unterkapitel 5.1.2 bilden. Zunächst soll eine mögliche Theorie, ohne Berücksichtigung der zonalen Meeresströmungen, für die Abfolge eines Sub-ENSO-Zyklus vorgestellt werden.

Westwindanomalien im Westpazifik induzieren *downwelling*-Kelvinwellen und *upwelling*-Rossbywellen. Die Kelvinwellen breiten sich in östlicher Richtung aus und vertiefen dabei die Thermokline. Deshalb nimmt die Meeresoberflächentemperatur im Zentral- und Ostpazifik zu. Der zonale Wind erreicht wie beim ENSO-Zyklus sein Maximum gemeinsam mit der Meeresoberflächentemperatur. Dies geschieht genau dann, wenn sich die Zonalzirkulation (Walker-Zirkulation) abschwächt.

Scheinbar wird die Kaltphase ähnlich dem ENSO-Mode durch „verzögerte“ *upwelling*-Kelvinwellen eingeleitet. Diese breiten sich ostwärts aus und wölben dabei die Thermokline auf, was zum Auftrieb kalten Tiefenwassers und zur Abkühlung der Meeresoberfläche im Zentral- und Ostpazifik führt. Im Bereich des Westpazifiks verstärken sich die Passatwinde. Diese erzeugen wiederum *downwelling*-Rossbywellen und *upwelling*-Kelvinwellen. Zunächst verstärken die durch die Passatwinde angetriebenen Kelvinwellen die Kaltphase. Die danach eintreffenden, aus der Reflexion am Westrand entstandenen *downwelling*-Kelvinwellen leiten dann die nächste Warmphase des Sub-ENSO-Modes ein. Es existiert scheinbar noch ein weiterer Mechanismus für den Sub-ENSO-Mode, da sich die 20 °C Isotherme im Vergleich zum ENSO-Mode später vertieft. Dieser Mechanismus wird im nächsten Unterkapitel unter Einbeziehung der Oberflächenströmungen diskutiert.

### 5.1.2 Juni 1991 - September 2002 (mit zonalen Strömungen)

Im Folgenden werden die Ergebnisse der auf die zonalen Meeresströmungen ausweiteten MSSA beschrieben. Mit dieser Analyse soll untersucht werden, ob die hier identifizierten Oszillations-Moden dem Einfluss zonaler Temperaturadvektion unterliegen. Zudem könnte sich ein komplexeres Bild der Oszillationsmechanismen zwischen Ozean und Atmosphäre ergeben.

Für diesen Zeitraum wurden für die Rohdaten der ENSO-Mode, der Jahresgang und der Sub-ENSO-Mode identifiziert. Die Analyse der Anomalien bestätigte den ENSO-Mode und den Sub-ENSO-Mode. Aus diesem Grund werden wie in Unterkapitel 5.1.1 die Abbildungen der RCs der Rohdaten gezeigt. Um die Phasenbeziehungen der Variablen besser zu veranschaulichen, wird je eine der zu den Oszillations-Moden gehörenden T-EOFs abgebildet.

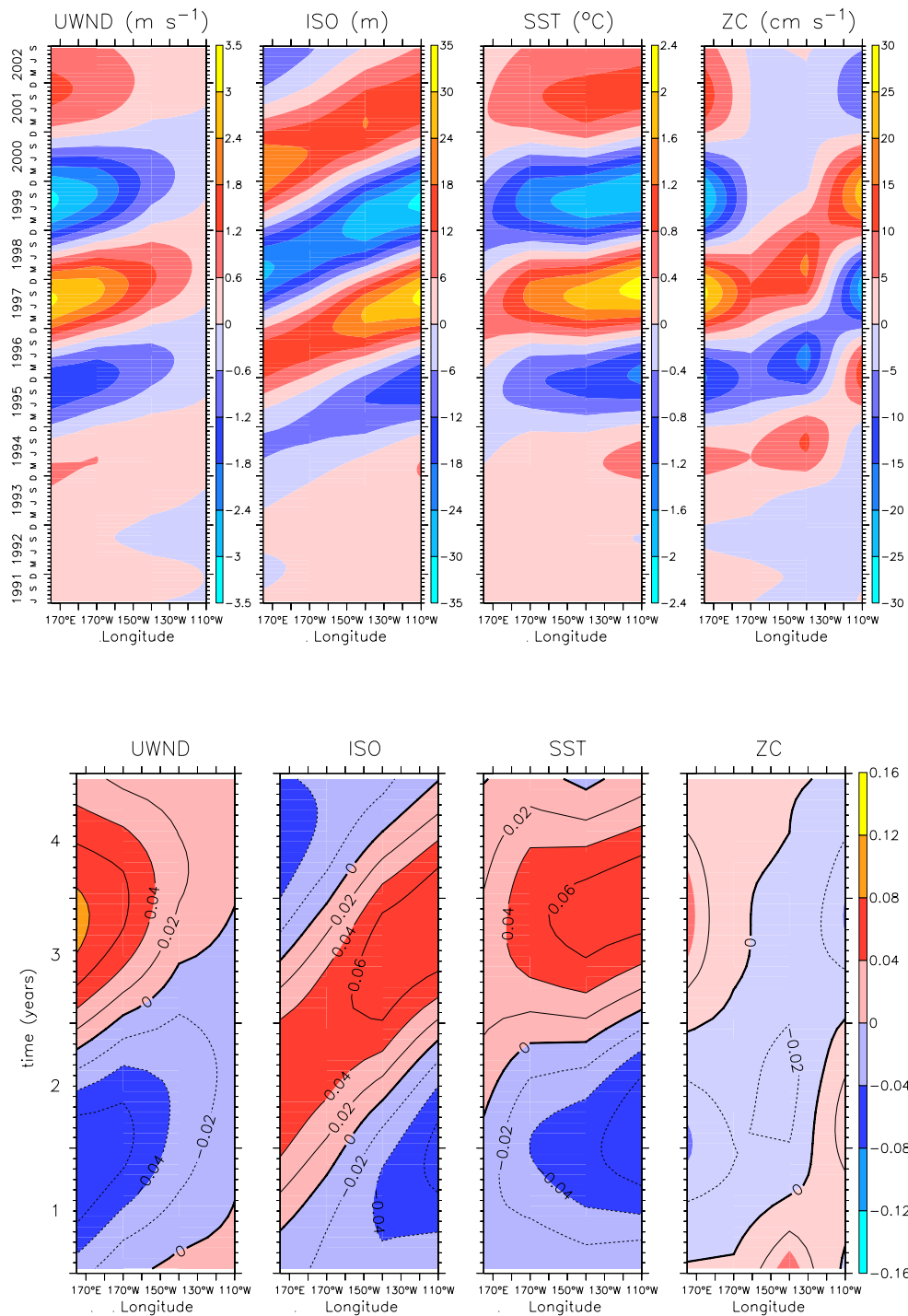


Abbildung 5.6: oben: ENSO-Mode (RCs 1+2), erklärte Varianz: 25.2 %; unten: T-EOF 1 (normiert) der Rohdatenanalyse für Juni 1991 - September 2002

## ENSO-Mode

Der ENSO-Mode ist in Abbildung 5.6 (oben) dargestellt. Für den zonalen Wind, die 20 °C Isothermentiefe und die Meeresoberflächentemperatur zeigen sich nur kleine Unterschiede im Vergleich zu Abbildung 5.3. Die Warmphase zu Beginn der 1990er Jahre ist in Abbildung 5.6 (oben) weniger stark ausgeprägt als in Abbildung 5.3.

Positive (negative) Werte der zonalen Oberflächenströmung in Abbildung 5.6 sind gleichbedeutend mit einer ostwärts (westwärts) gerichteten Strömung. Im Westpazifik werden die zonalen Strömungen vom Wind angetrieben und sind zum Beispiel ab November 1996 in diesem Bereich ostwärts gerichtet. Gleichzeitig induzieren die anomalen Westwinde *downwelling*-Kelvinwellen und *upwelling*-Rossbywellen. Die Kelvinwellen breiten sich ostwärts aus und vertiefen dabei die Thermokline, so dass die Meeresoberflächentemperatur weiter zunimmt.

Die führende und damit entscheidende Rolle der Thermoklinentiefe beim ENSO-Mode wird noch deutlicher, wenn man die Abbildung der T-EOF 1 (Abb. 5.6, unten) betrachtet. Erst wenn sich die Tiefe der Thermokline ändert, entstehen anomale Meeresoberflächentemperaturen und damit verbunden anomale Winde. Zudem führt die Verlagerung der Thermokline im Ostpazifik zu einem anomalen horizontalen Druckgradienten, der bei einer Vertiefung (Aufwölbung) ostwärts (westwärts) gerichtet ist. Der anomalen Druckgradientkraft folgend setzen im Ostpazifik westwärts (ostwärts) gerichtete Strömungsanomalien ein (Abb. 5.6).

Sowohl die anomalen Winde im Westpazifik als auch der anomale Druckgradient im Ostpazifik tragen zu dem in Abbildung 5.6 dargestellten Ost-West-Unterschied der zonalen Strömungen im äquatorialen Pazifik bei. Im Ostpazifik weisen die Meeresströmungen stets das umgekehrte Vorzeichen im Vergleich zu denen im Westpazifik auf.

Beim ENSO-Mode spielen die zonalen Meeresströmungen offenbar eine untergeordnete Rolle, denn sie reagieren lediglich im Westpazifik auf den Wind und im Ostpazifik auf den durch die Verlagerung der Thermokline erzeugten Druckgradienten. Dies hat für beide ENSO-Phasen Gültigkeit. Die Zusammenhänge zwischen zonalem Wind, der 20 °C Isothermentiefe und der Meeresoberflächentemperatur können mit der Theorie des „delayed-action-oscillator“ erklärt werden. Für dessen detaillierte Beschreibung wird an dieser Stelle auf Unterkapitel 5.1.1 verwiesen.

## Jahresgang (AC)

Der zweite in den Rohdaten identifizierte Oszillations-Mode ist der AC (Abb. 5.7, oben). Im Wesentlichen zeigen sich hier die gleichen Strukturen wie in Abbildung 5.4. Die Wechselwirkungen der einzelnen Variablen beim AC können nun unter Einbeziehung der zonalen Meeresströmungen erklärt werden.

Die saisonale Verlagerung der ITCZ führt im nordhemisphärischen Frühjahr zu einer Abschwächung der Passatwinde am Äquator. Damit einhergehend verringern sich

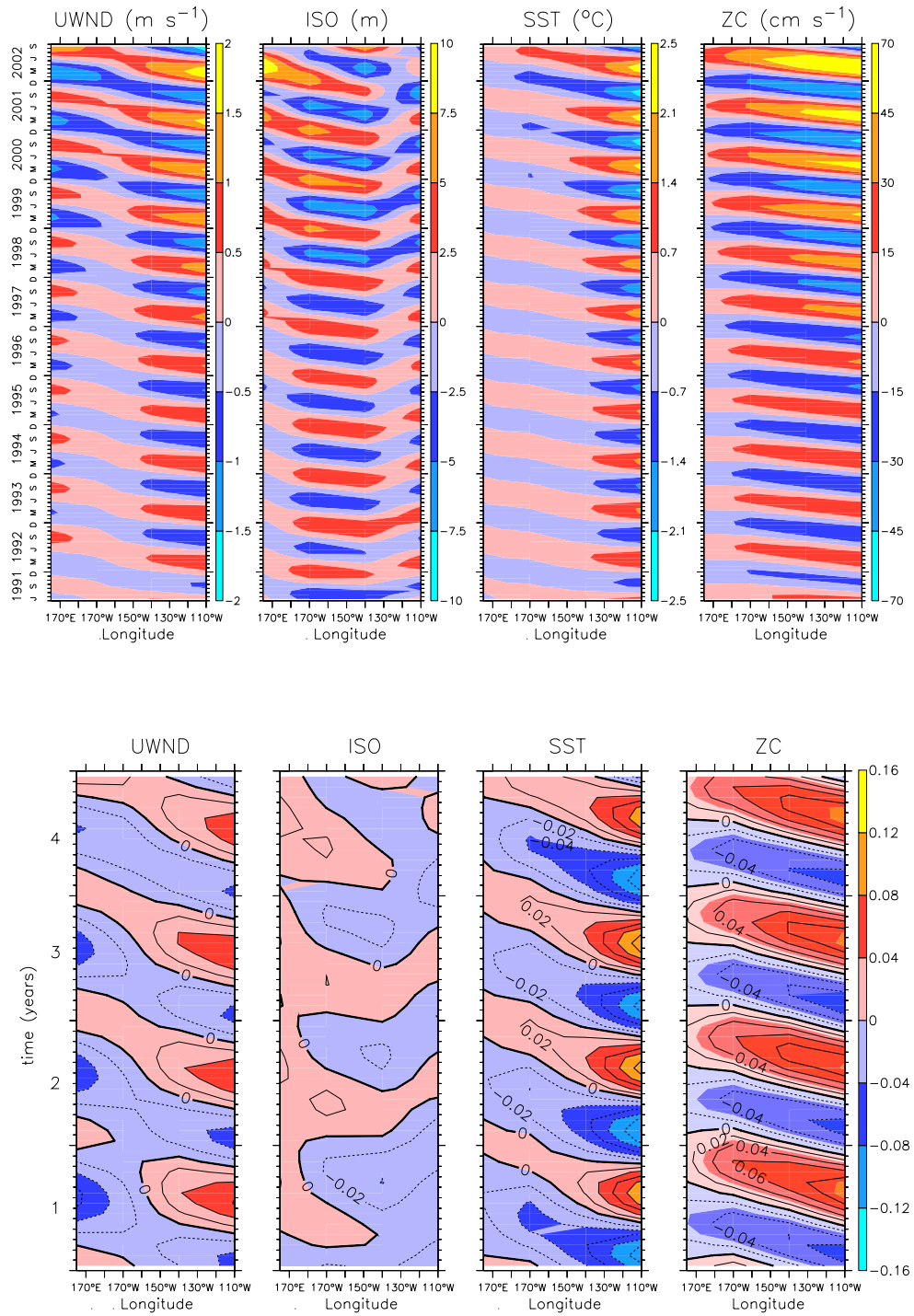


Abbildung 5.7: oben: Jahresgang (RCs 4+5), erklärte Varianz: 16.2 %; unten: T-EOF 4 (normiert) der Rohdatenanalyse für Juni 1991 - September 2002

die Intensitäten der sonst westwärts gerichteten Oberflächenströmungen und der äquatoriale Auftrieb kalten Tiefenwassers. Im Zentralpazifik ist die Balance zwischen Windstress und Neigung der Thermokline gestört, so dass sich die Thermokline nach oben verlagert. Dies geschieht beim AC aber im Gegensatz zum ENSO-Mode phasenverschoben zum Wind (Abb. 5.7, unten). Infolge der Westwindanomalien im Ostpazifik setzen zonale ostwärts gerichtete Oberflächenströmungen ein, die wärmeres Wasser in den Ostpazifik advehieren und dort zu einer positiven SST-Anomalie führen. Die jährlich auftretende Warmphase wird mit der fortschreitenden Verlagerung der ITCZ nach Norden beendet. Dann verstärken sich die Südostpassate und der damit verbundene Auftrieb kalten Tiefenwassers. Die „Kaltphase“ innerhalb des Jahresgangs wird während des südhemisphärischen Frühjahrs erreicht. Die zonalen Meeresströmungen im Ostpazifik sind zusammen mit den Passatwinden westwärts gerichtet und die Meeresoberflächentemperatur erreicht ihr Minimum.

### Sub-ENSO-Mode

Der dritte Oszillations-Mode ist der Sub-ENSO-Mode (Abb. 5.8). Ebenso wie bei der Analyse der längeren Zeitreihe (Abb. 5.5) weist dieser für den zonalen Wind, die 20 °C Isothermentiefe und die Meeresoberflächentemperatur eine dem ENSO-Mode ähnliche Struktur auf. Betrachtet man zusätzlich die Abbildung der T-EOF 7 (Abb. 5.8, unten) wird der im vorherigen Unterkapitel vermutete zweite Mechanismus in den Oberflächenströmungen bestätigt. Die zonalen Meeresströmungen in Abbildung 5.8 zeigen aber im Vergleich zum ENSO-Mode (Abb. 5.6) keine ostwärts gerichtete Propagation, sondern die westwärts gerichtete des Jahresgangs (Abb. 5.7).

Wenn die Thermokline im Ostpazifik ihre geringste Tiefe erreicht (Abb. 5.8, unten), setzen ostwärts gerichtete (positive) Oberflächenströmungen ein. Die Strömungen advehieren warmes Wasser in den Ostpazifik und verringern somit die negative SST-Anomalie. Die Ostwinde schwächen sich zusammen mit dieser SST-Anomalie ab.

Anomale Winde induzieren auch beim Sub-ENSO-Mode Wellen, die sich ähnlich wie beim ENSO-Mode nach Westen und Osten ausbreiten und deren *downwelling*- oder *upwelling*-Signal in einer Vertiefung oder Aufwölbung der Thermokline widergespiegelt wird. Die Wellen, die beim Sub-ENSO-Mode erzeugt werden, haben aber geringere Perioden als die des ENSO-Modes.

Die durch Advektion hervorgerufene Erwärmung der Meeresoberflächentemperatur im Ostpazifik wird durch eine Vertiefung der 20 °C Isotherme verstärkt. Im Ostpazifik entsteht bedingt durch die tiefere Lage der Thermokline ein anomaler zonaler Druckgradient. Der anomalen Druckgradientkraft folgend setzen zunächst im Ostpazifik westwärts gerichtete zonale Oberflächenströmungen (negativ) ein. Ihre Intensität nimmt zu bis die 20 °C Isotherme ihre maximale Tiefe und damit auch der Druckgradient sein Maximum erreicht.



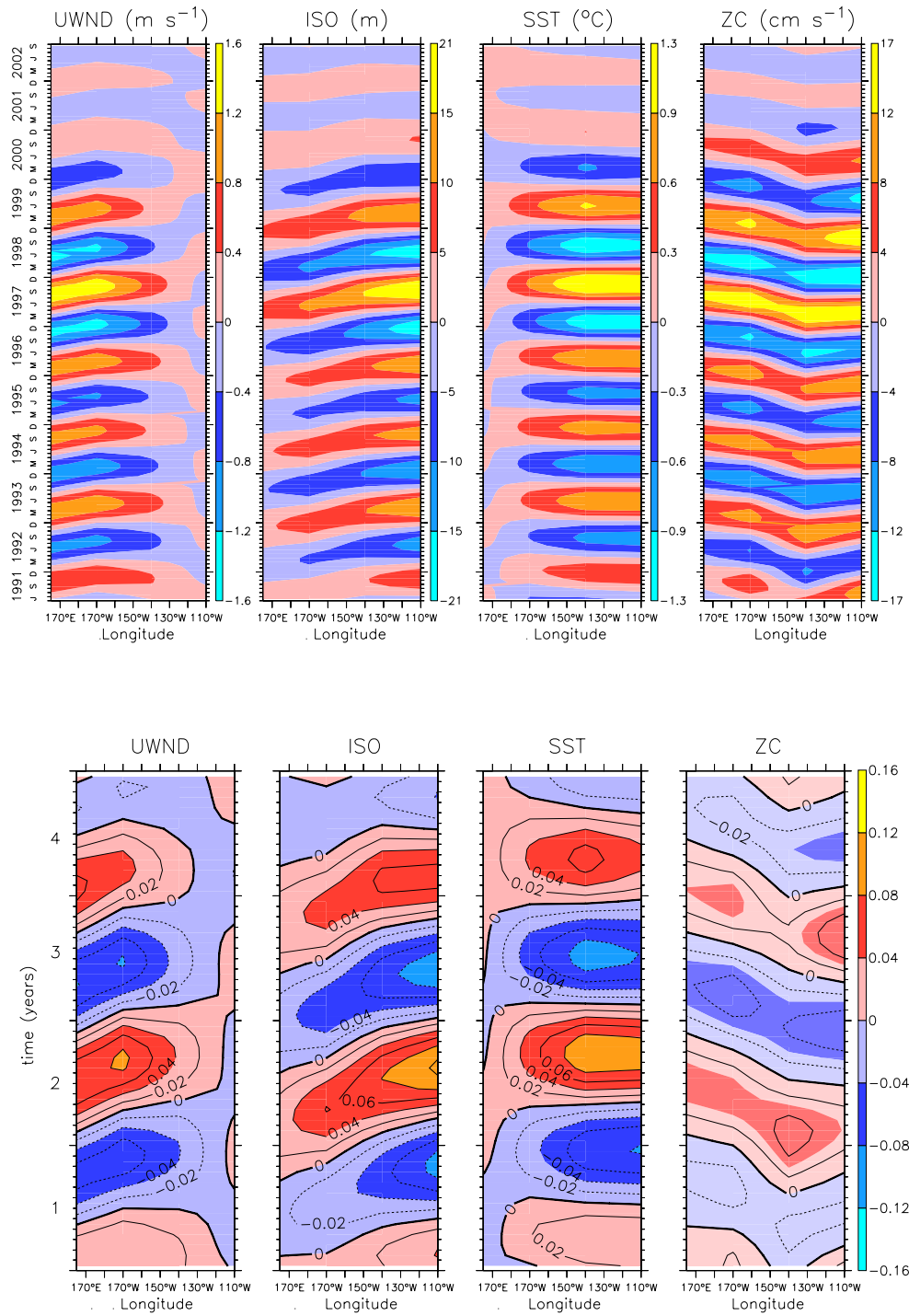


Abbildung 5.8: oben: *Sub-ENSO-Mode* (RCs 7+8), erklärte Varianz: 8.5 %; unten: *T-EOF* 7 (normiert) der Rohdatenanalyse für Juni 1991 - September 2002

Etwa zwei Monate danach sind die Meeresoberflächentemperatur und die Westwindanomalien, die wiederum Wellen induzieren, maximal (Abb. 5.8, unten).

Durch die intensivierten zonalen Oberflächenströmungen wird kälteres Wasser aus dem Ostpazifik in den Zentralpazifik advehiert, was zu einer Abkühlung der Meeresoberflächentemperatur führt. Verstärkt wird dieser Effekt durch die sich von Westen nach Osten ausbreitenden *upwelling*-Kelvinwellen, die die Thermokline aufwölben und somit den Auftrieb kalten Tiefenwassers verstärken.

Der Sub-ENSO-Mode zeigt wie der AC eine westwärts gerichtete Propagation der zonalen Meeresströmungen. Im Gegensatz zum AC werden die zonalen Meeresströmungen im Ostpazifik nicht durch den Wind angetrieben. Beim Sub-ENSO-Mode resultieren diese aus Druckgradienten, die durch Wellendynamik hervorgerufen werden.

Vergleicht man den Sub-ENSO-Mode mit dem ENSO-Mode, so lassen sich Gemeinsamkeiten in der Wellendynamik erkennen. Jedoch bilden die zonalen Meeresströmungen und die damit verbundene Advektion im Ostpazifik einen Teil des Antriebs des Sub-ENSO-Modes. Insbesondere existiert ein Ungleichgewicht zwischen Druckgradient und zonalen Strömungen, was beim ENSO-Mode nicht der Fall ist. Darüber hinaus dämpfen die zonalen Strömungsanomalien die Temperaturanomalien beim ENSO-Mode, während sie beim Sub-ENSO-Mode zur Entwicklung der Temperaturanomalien im Ostpazifik beitragen.

Sowohl die Abbildungen des Sub-ENSO-Modes ohne als auch die mit zonalen Meeresströmungen (Abb. 5.5, 5.8) weisen eine rapide Abschwächung dieses Oszillations-Modes ab dem Sommer 2000 auf. Da sich der Jahresgang zur gleichen Zeit verstärkt (Abb. 5.4, 5.7), stellt sich die Frage, inwieweit beide Moden wechselwirken. Um dies zu untersuchen und den Einfluss des Jahrhundert-El Niños 1997/98 auf die Ergebnisse zu mindern, wurden die Zeitreihen der Anomalien des Zeitraumes Januar 1990 - März 2004 in zwei kürzere Zeitreihen aufgespalten und analysiert (Kap. 4.2). Die Analyse wurde ohne zonale Strömungen durchgeführt, da diese Zeitreihen einen längeren Zeitraum abdecken. Die Zeitreihe mit den zonalen Meeresströmungen war für eine solche Aufspaltung und Analyse zu kurz.

### **5.1.3 Januar 1990 - Dezember 1996 und Juli 1998 - März 2004 (ohne zonale Strömungen)**

Bei der MSSA der Zeitreihen 1990 - 1996 wurden der ENSO-Mode und der Sub-ENSO-Mode bestimmt. Der Sub-ENSO-Mode (Abb. 5.9, oben) hat für diesen Zeitraum eine Periode von ungefähr 18 Monaten, was etwa vier Zyklen in sechs Jahren

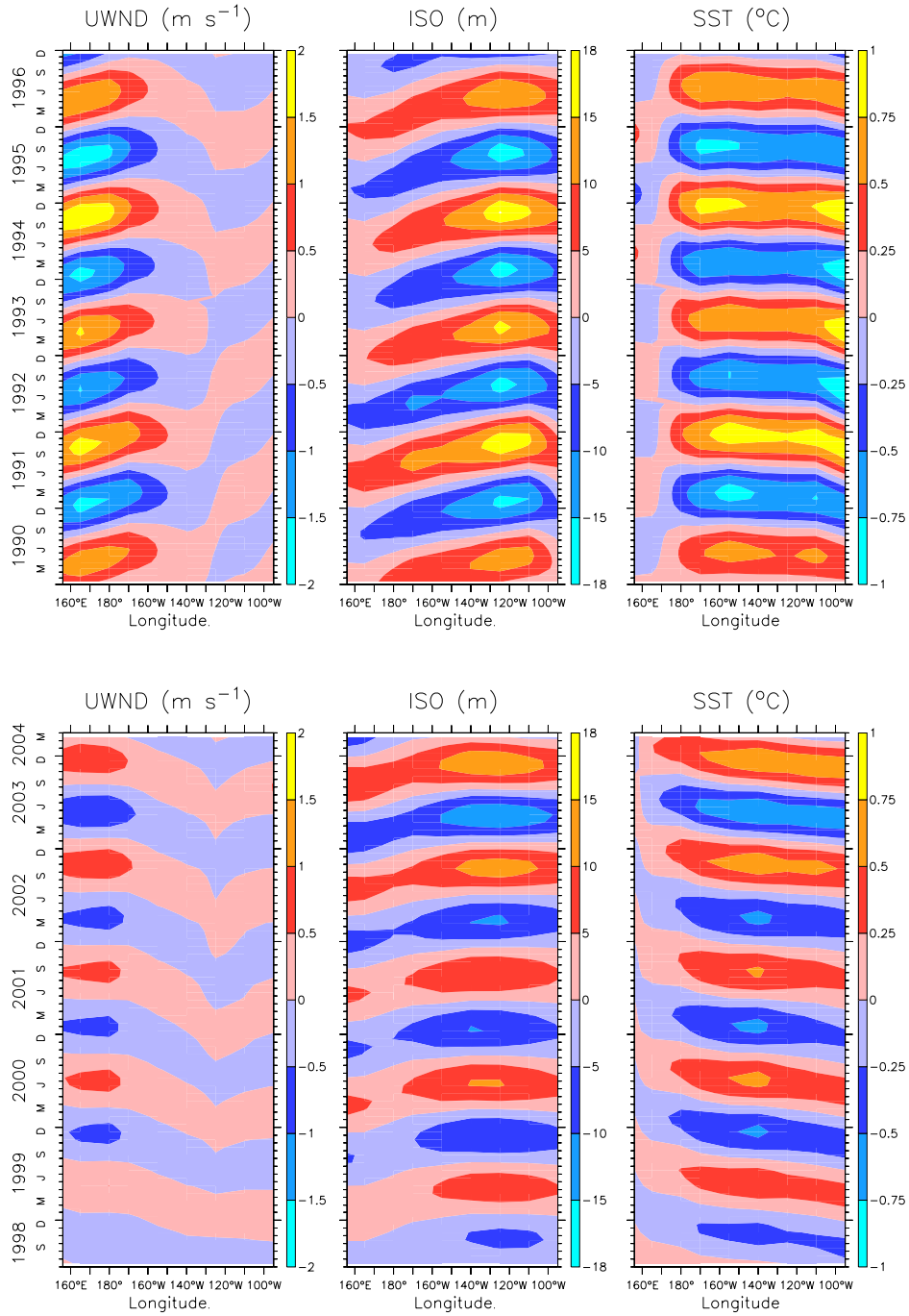


Abbildung 5.9: Sub-ENSO-Mode (RCs 3+4) der Anomalien, oben: Jan. 1990 - Dez. 1996, erkl. Varianz: 16.4 %; unten: Jul. 1998 - Mrz. 2004, erkl. Varianz: 7.2 %

entspricht. Windanomalien treten wie beim ENSO-Mode (Abb. 5.3) und beim Sub-ENSO-Mode (Abb. 5.3) der bisherigen Analysen im Westpazifik auf. Die zonalen Winde und die 20 °C Isothermentiefe weisen in Abbildung 5.9 (oben) eine Ostwärtspropagation auf. Die Meeresoberflächentemperatur ist westlich von 110 °W stehend, östlich davon existiert eine westwärts gerichtete Propagation. Da sich die Windanomalien im Westpazifik befinden und die Meeresoberflächentemperaturen die Westwärtspropagation im Ostpazifik aufweisen, stellt sich auch hier wieder die Frage nach dem Einfluss der zonalen Meeresströmungen.

Für die Zeitreihe 1998-2004 wurde ebenso der ENSO-Mode identifiziert. Zudem existiert ein weiterer Oszillations-Mode mit einer Periode von 13-14 Monaten, was fünf Zyklen in ungefähr sechs Jahren entspricht (Abb. 5.9, unten). Die Amplituden dieses Modes sind schwächer als die des Sub-ENSO-Modes für den zuvor untersuchten Zeitreihenabschnitt (1990-1996). Der hier identifizierte Mode zeigt ebenso wie der Sub-ENSO-Mode in Abbildung 5.9 (oben) Westwindanomalien und die Ostwärtspropagation der 20 °C Isothermentiefe (Abb. 5.9, unten). Die Windanomalien hingegen sind stehend. Sie unterscheiden sich also in der Propagation von denen des ersten Zeitreihenabschnittes (1990-1996). Im Gegensatz zur ersten Zeitreihe zeigt die zweite eine eindeutige Westwärtspropagation in der Meeresoberflächentemperatur. Betrachtet man die Abbildung 5.9 (unten), wird deutlich, dass diese Propagation der Meeresoberflächentemperatur der des Jahresgangs ähnlich ist.

Die MSSA der Anomalien für den Zeitraum 1998-2004 ergab einen weiteren Oszillations-Mode mit einer Periode von etwa 10 Monaten (Abb. A.3 im Anhang A). Betrachtet man die Anomalien für diesen Zeitraum in Abbildung 4.6, so zeigen sich durchaus Variabilitäten auf dieser Zeitskala. Dies könnte ein Grund für die Separierung des Modes bei der MSSA sein. Ein 10-monatiger Mode wurde in keiner der anderen durchgeführten Analysen identifiziert. Seine Existenz könnte ein Resultat des nicht stehenden Verhaltens in der Periode des Sub-ENSO-Modes sein.

Die Analyse der zwei Zeitreihenabschnitte 1990-1996 und 1998-2004 lässt den Schluss zu, dass der Sub-ENSO-Mode für den gesamten Zeitraum existiert. Er wird durch Eigenschaften des ENSO-Modes und des Jahresgangs charakterisiert. Nach dem Jahrhundert-El Niño 1997/98 tritt er jedoch in abgeschwächter Form auf und hat eine dem Jahresgang ähnliche Frequenz. Zudem sind die Propagationsrichtungen des zonalen Windes und der Meeresoberflächentemperatur nach diesem Ereignis stark verändert.

Die Unterschiede in den Beträgen der erklärten Varianzen lassen sich damit begründen, dass für den Zeitraum 1998-2004 im Vergleich zum Zeitraum 1990-1996 der Sub-ENSO-Mode abgeschwächt und der ENSO-Mode viel intensiver war.

## 5.2 Regressions- und Korrelationsanalyse August 1994 - Mai 2004 (ohne zonale Strömungen)

Für den tropischen Pazifik zwischen  $8^{\circ}\text{N}$  bis  $8^{\circ}\text{S}$  und  $156^{\circ}\text{E}$  bis  $95^{\circ}\text{W}$  wurden mit den Regressions- und Korrelationsanalysen räumliche Muster für die zuvor mittels MSSA identifizierten Oszillations-Moden bestimmt. Die Muster beschreiben sowohl die Strukturen der Extremphasen des zonalen Windes, der  $20^{\circ}\text{C}$  Isothermentiefe und der Meeresoberflächentemperatur als auch die der Übergangsphasen.

Da alle verankerten TAO-Bojen im tropischen Pazifik in die Regressions- und Korrelationsanalyse einbezogen werden sollten, wurde der Zeitraum August 1994 - Mai 2004 ausgewählt. Nur für diesen Zeitraum existieren ausreichend Messwerte für alle TAO-Bojen. ADCP-Daten der zonalen Strömungen sind nicht für den gesamten tropischen Pazifik verfügbar und wurden deshalb nicht berücksichtigt. Für die Rohdaten der Bojen entlang des Äquators wurden zunächst mittels MSSA die Oszillations-Moden bestimmt. Der ENSO-Mode weist bei dieser MSSA eine erklärte Varianz von 33.5 %, der AC von 15.5 % und der Sub-ENSO-Mode von 7.8 % auf. Für jeden Os-

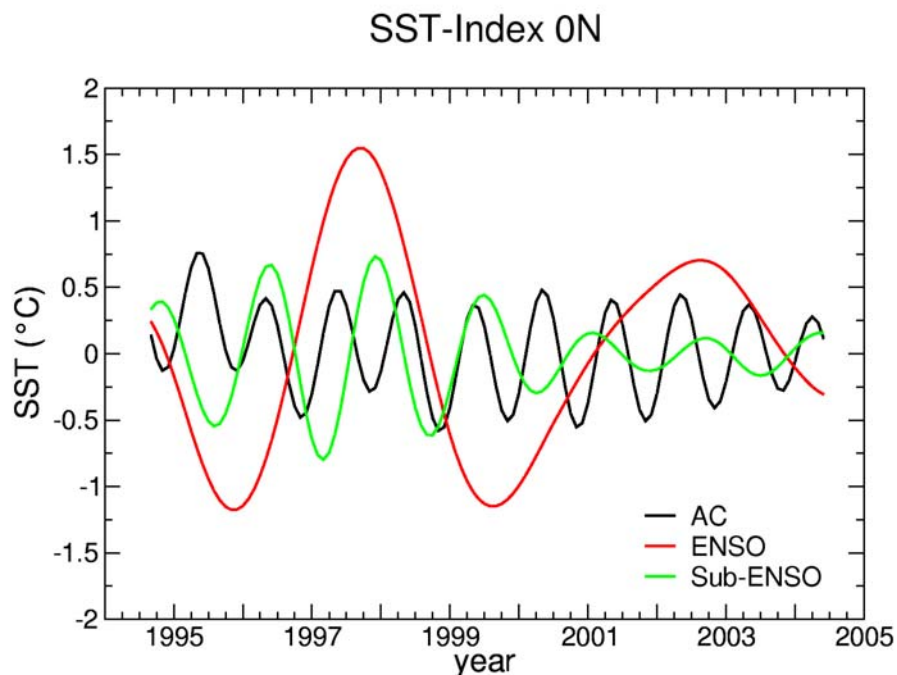


Abbildung 5.10: SST-Indizes für die Regressions- und Korrelationsanalyse, berechnet mittels MSSA für August 1994 - Mai 2004

zillations-Mode wurde aus den Rekonstruierten Komponenten ein SST-Index (Abb. 5.10) berechnet (Kap. 4.2.3). Dann erfolgte die Berechnung der Regressionen und Korrelationen zwischen den Zeitreihen aller Bojen und den SST-Indizes. Die Regressionsmuster (farbig) und deren prozentuale erklärte Varianzen (Konturlinien) (Abb. 5.11, 5.12, 5.13, rechts) veranschaulichen die Extremphasen der Oszillations-Moden. Um auch einen Überblick über die Übergangsphasen zu erhalten, wurde als zweite Analyse eine zeitverschobene Regressions- und Korrelationsanalyse durchgeführt. Dabei wurden die Zeitreihen und SST-Indizes um jeweils ein Viertel der Periode des zu untersuchenden Oszillations-Modus gekürzt. Die zu den Übergangsphasen gehörenden Regressionsmuster und erklärten Varianzen sind in den Abbildungen 5.11, 5.12 und 5.13 (links) dargestellt. Die vorhandenen weißen Flächen in diesen Abbildungen sind gleichbedeutend mit fehlenden Daten. An den Positionen  $8^{\circ}\text{S}$   $156^{\circ}\text{E}$  und  $8^{\circ}\text{S}$   $140^{\circ}\text{W}$  sind keine Bojen verankert.

### ENSO-Mode

Die Regressionen der Bojendaten mit dem SST-Index des ENSO-Modus ergeben die räumlichen Muster der Extremphase (Abb. 5.11, rechts), wobei hier die ENSO-Warmphase gezeigt ist, und der Übergangsphase (Abb. 5.11, links) ein Jahr vor Erreichen der Extremphase. Während des Übergangs weisen der zonale Wind und die Meeresoberflächentemperatur keine starken Änderungen auf. Im Gegensatz dazu verlagert sich die  $20^{\circ}\text{C}$  Isotherme im Bereich des West- und Zentralpazifiks beim Übergang in die ENSO-Warmphase nach unten. Dieses räumliche Muster der Übergangsphase spiegelt sehr gut die führende Rolle der Thermokline beim ENSO-Modus wider, die bereits für den Äquator in den vorherigen Unterkapiteln mit Hilfe der Hovmöllerdiagramme veranschaulicht wurde.

Anhand der Abbildung 5.11 (rechts) wird die ENSO-Warmphase beschrieben. Die Thermokline hat im Ostpazifik ihre maximale Tiefe erreicht und wölbt sich gleichzeitig im Westpazifik wieder auf. Zu diesem Zeitpunkt erreicht die positive SST-Anomalie im tropischen Pazifik ihr Maximum. Die Walker-Zirkulation schwächt sich in Abhängigkeit von der SST-Anomalie ab, was zu anomalen Winden im Westpazifik führt.

Die Korrelationen zwischen Daten und SST-Index sind dort am größten, wo die erklärte Varianz die höchsten Werte aufweist. Für den zonalen Wind der ENSO-Extremphase (Abb. 5.11, rechts) trifft dies für den Westpazifik zu. Die Daten der Meeresoberflächentemperatur sind mit dem SST-Index am stärksten im Bereich zwischen  $170^{\circ}\text{E}$  und  $140^{\circ}\text{W}$  korreliert. Im Gegensatz dazu ist die Korrelation der Daten der  $20^{\circ}\text{C}$  Isothermentiefe und dem SST-Index im Ostpazifik am stärksten. Für den Wind und die  $20^{\circ}\text{C}$  Isothermentiefe stimmen die Muster der erklärten Varianzen mit dem Regressionsmuster überein. Insgesamt bestätigen die Regressionsmuster das klassische Bild des „delayed-action-oscillator“.

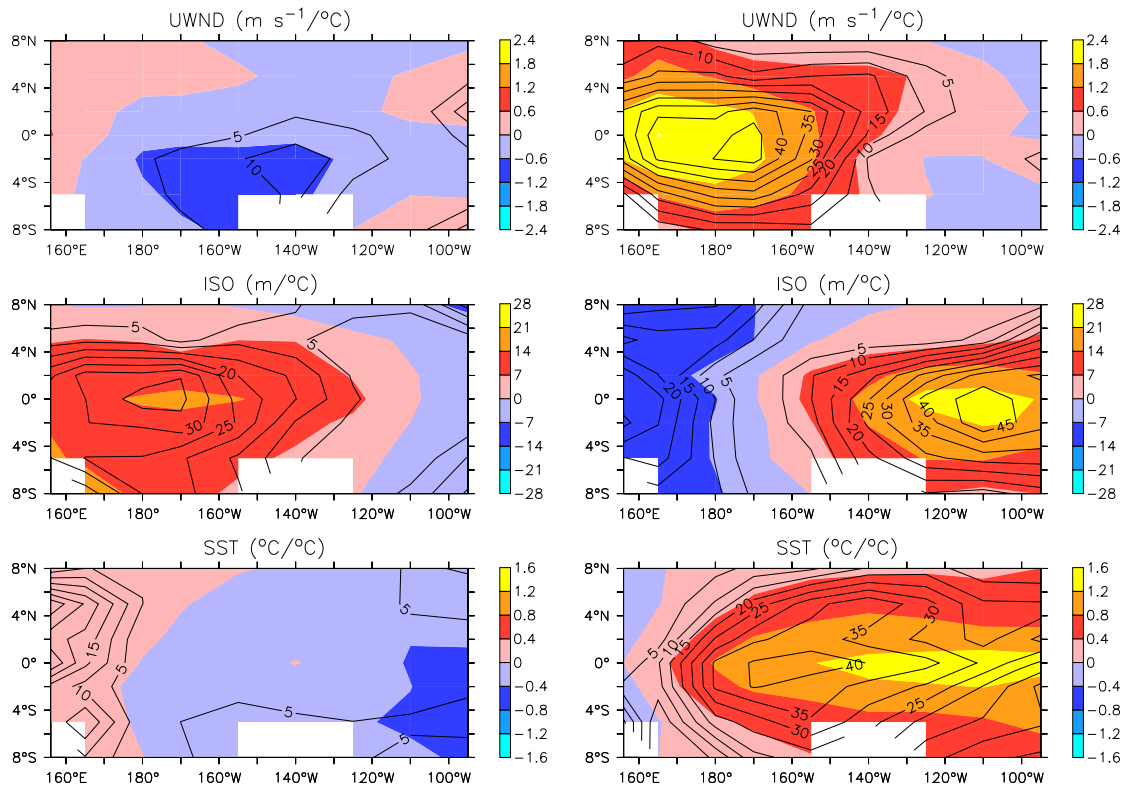


Abbildung 5.11: *Regression (Fläche) und erklärte Varianz (Kontur, %), links: Übergangsphase des ENSO-Modes, rechts: ENSO-Extremphase*

### Jahresgang

In Abbildung 5.12 ist der Jahresgang dargestellt, rechts die Situation während des nordhemisphärischen Frühjahrs und links die des nordhemisphärischen Winters. Bereits in Kapitel 5.1 wurde gezeigt, dass der Wind in Abhängigkeit von der Lage der ITCZ die Thermoklintiefe und die Meeresoberflächentemperatur beeinflusst.

Während des Nordhemisphärenwinters (Abb. 5.12, links) befindet sich die ITCZ südlich des Äquators. Die Nordostpassate werden aufgrund der Corioliskraft nach dem Überqueren des Äquators in östliche Richtung abgelenkt und werden in Abbildung 5.12 (links) durch die Westwindanomalie gekennzeichnet.

Im Bereich des Zentralpazifiks vertieft sich gleichzeitig die Thermokline nördlich und südlich des Äquators, da kaltes Auftriebswasser durch Ekmantransporte vom Äquator weg nach Norden und Süden transportiert wird. Deshalb weisen die Meeresoberflächentemperaturen in diesem Bereich eine geringe negative Anomalie auf (Abb. 5.12, links). Im Ostpazifik deutet sich aber bereits eine positive SST-Anomalie an.

Zur Zeit des nordhemisphärischen Frühjahrs (Abb. 5.12, rechts) sind die Nordostpas-

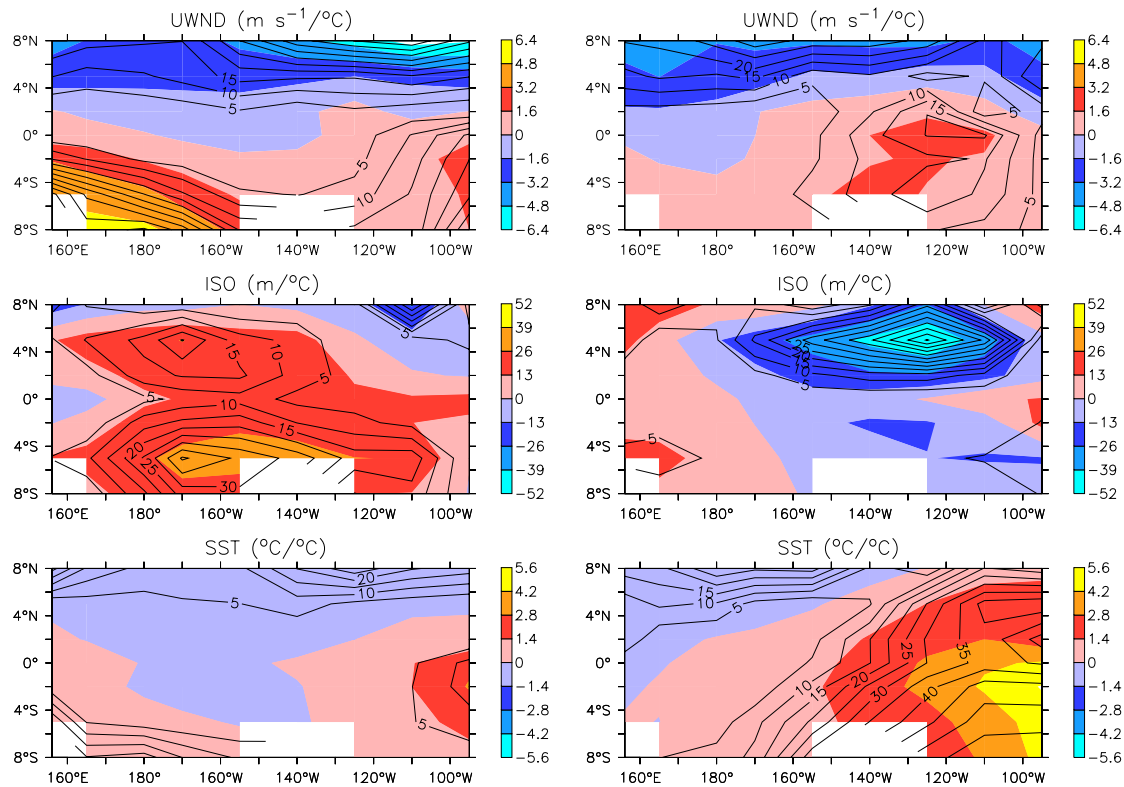


Abbildung 5.12: wie Abb. 5.11, aber links: *Winter der Nordhemisphäre*, rechts: *Frühjahr der Nordhemisphäre*

sate in der Nordhemisphäre verstärkt. Im Gegensatz dazu sind die Südostpassate in der Südhemisphäre abgeschwächt, was in Abbildung 5.12 (rechts) als positive Windanomalie veranschaulicht wird. Das heißt, dass der Ekmantransport weg von der Küste abgeschwächt ist und weniger kaltes Wasser aufquillt. Die Meeresoberfläche vor der Küste Südamerikas erwärmt sich (Abb. 5.12, rechts). Die Thermokline wölbt sich zu dieser Zeit auf, da sie nicht mehr vom westwärts gerichteten Windstress balanciert wird.

Wie schon beim ENSO-Mode stimmen auch die Regressionsmuster des Jahresgangs mit den dazugehörigen Mustern der erklärten Varianzen überein.

### Sub-ENSO-Mode

Die Übergangsphase und die Extremphase des Sub-ENSO-Modes sind in Abbildung 5.13 dargestellt. Die hier abgebildete Übergangsphase (Abb. 5.13, links) entspricht etwa dem Zeitpunkt vier Monate vor Erreichen der Extremphase. Im Vergleich zum ENSO-Mode (Abb. 5.11, links) erhält man demnach für den Sub-ENSO-Mode (Abb. 5.13, links) einen späteren Einblick in die Übergangsphase, da bereits neben



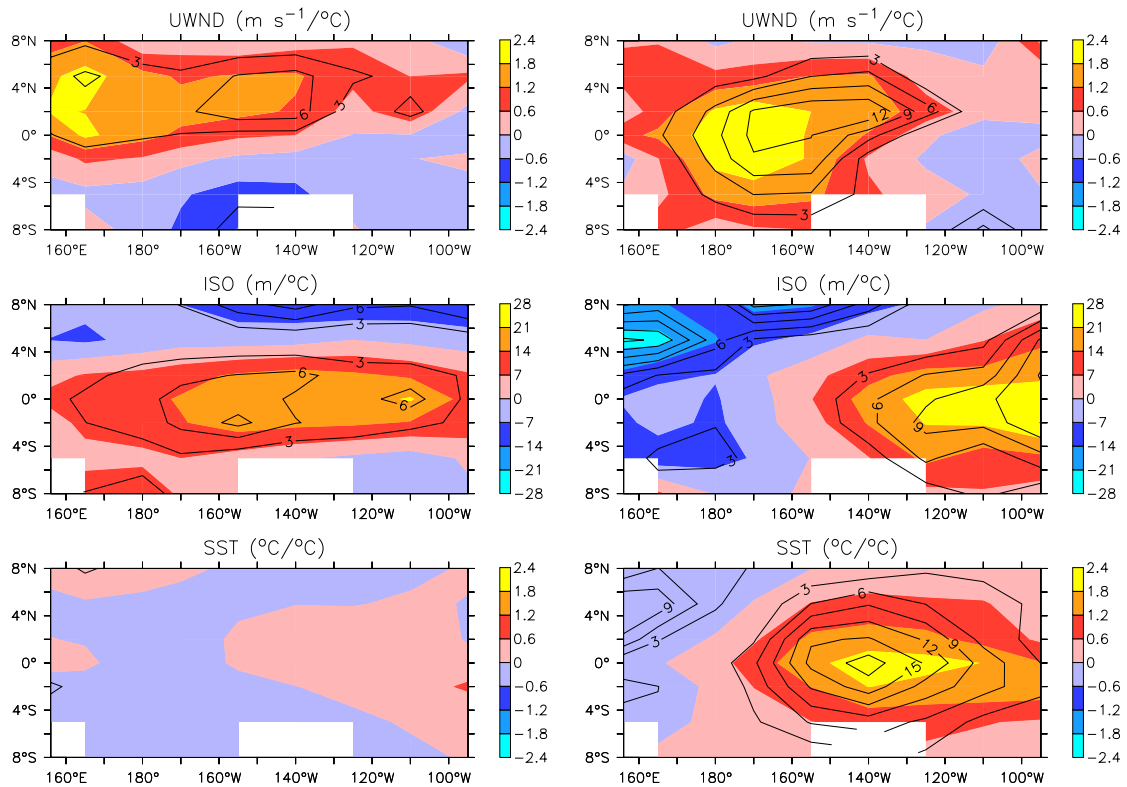


Abbildung 5.13: wie Abb. 5.11, aber links: Übergangsphase des Sub-ENSO-Modes, rechts: Extremphase des Sub-ENSO-Modes

der Anomalie in der Thermokline eine Windanomalie existiert. Eine Anomalie der Meeresoberflächentemperatur im Ostpazifik deutet sich zu diesem Zeitpunkt lediglich an.

Die Struktur der Extremphase des Sub-ENSO-Modes (Abb. 5.13, rechts) ähnelt wiederum der des ENSO-Modes (Abb. 5.11, rechts). Wenn die 20 °C Isotherme während einer Sub-ENSO-Warmphase im Ostpazifik am stärksten vertieft ist, wölbt sie sich bereits im Westpazifik wieder auf. Die Meeresoberflächentemperaturen und anomalen Westwinde erreichen zu diesem Zeitpunkt ihre Maxima.

Ein Vergleich der Regressionsmuster des ENSO-Modes (Abb. 5.11, rechts) und des Sub-ENSO-Modes (Abb. 5.13, rechts) verdeutlicht aber auch die Unterschiede beider Oszillations-Moden in der Extremphase. Die Maxima des zonalen Windes und der Meeresoberflächentemperatur sind für den Sub-ENSO-Mode (Abb. 5.13, rechts) wesentlich weiter in Richtung Zentralpazifik positioniert als beim ENSO-Mode (Abb. 5.11, rechts). Im Gegensatz dazu erreicht die 20 °C Isotherme ihre maximale Vertiefung beim Sub-ENSO-Mode direkt vor der Südamerikanischen Küste und damit viel weiter östlich als beim ENSO-Mode.

Diese räumlichen Unterschiede der Maxima könnten ein Indiz für die bedeutende Rolle der Oberflächenströmungen beim Sub-ENSO-Mode sein. Eine genauere Aussage über die zonalen Strömungen kann jedoch nicht getroffen werden, da sie bei der Regressions- und Korrelationsanalyse nicht berücksichtigt wurden.

Um einen Überblick über die räumliche Struktur der zonalen Strömungen zu erhalten, böten sich alternativ zum TAO-Messnetz Satellitendaten an. Eine derartige Analyse wurde im Rahmen dieser Diplomarbeit jedoch nicht mehr durchgeführt.

## Kapitel 6

# Diskussion und Zusammenfassung

Um Moden zwischenjährlicher Klimavariabilität im tropischen Pazifik zu identifizieren und deren physikalische Mechanismen zu beschreiben, wurden Daten des TOGA/TAO-Messnetzes am Äquator des zonalen Windes, der 20 °C Isothermentiefe, der Meeresoberflächentemperatur und der zonalen Oberflächenströmungen für unterschiedlich lange Zeiträume zwischen Januar 1990 und März 2004 mittels MSSA untersucht.

Drei Oszillations-Moden zwischenjährlicher Klimavariabilität wurden bei den Analysen identifiziert. Dabei handelt es sich um den ENSO-Mode, den Jahresgang und den Sub-ENSO-Mode, der sowohl Merkmale des ENSO-Modes als auch des Jahresgangs aufweist.

Die Analysen der zonalen Meeresströmungen bildeten einen Schwerpunkt dieser Arbeit. Sie sollten Aufschluss darüber geben, ob die zonale Temperatur eine wichtige Rolle für die drei Oszillations-Moden spielt.

Mit Regressions- und Korrelationsanalysen für den Zeitraum August 1994- Mai 2004 wurden die räumlichen Muster der drei Moden für den tropischen Pazifik zwischen 8 °N und 8 °S bestimmt.

Der zunächst mittels MSSA identifizierte Sub-ENSO-Mode wird durch Windanomalien im Westpazifik, eine sich von Westen nach Osten ändernde Thermoklinentiefe und SST-Anomalien im Ost- und Zentralpazifik charakterisiert. Die Propagation der Thermoklinentiefe ist der des ENSO-Modes ähnlich. Die SST-Anomalien hingegen zeigen eine mit dem Jahresgang vergleichbare westwärts gerichtete Propagation.

Aus den hier durchgeführten Analysen geht hervor, dass sich der Sub-ENSO-Mode innerhalb kürzester Zeit stark verändert hat. Zu Beginn der 1990er Jahre betrug seine Periode 18 Monate. Zusammen mit dem Jahrhundert-El Niño 1997/98 vollzog sich die Änderung der Periode von zuvor 18 auf 14 Monate. Gleichzeitig hat sich seine Amplitude abgeschwächt. Weitere Kennzeichen einer Änderung des Sub-ENSO-Modes sind die unterschiedlichen Propagationsrichtungen des zonalen

Windes und der Meeresoberflächentemperatur vor und nach dem einflussreichen El Niño-Ereignis 1997/98. Die Propagation des zonalen Windes ist zu Beginn der 1990er Jahre ostwärts gerichtet, die der Meeresoberflächentemperatur ist zur gleichen Zeit im Zentralpazifik stehend und im Ostpazifik ist sie ähnlich dem Jahresgang westwärts gerichtet. Ab 1998 dehnt sich die westwärts gerichtete Propagation der Meeresoberflächentemperatur dann über den gesamten äquatorialen Pazifik aus. Der Wind weist ab diesem Zeitpunkt im Westpazifik Stationarität auf. Bei der Filterung von Daten mittels MSSA bleibt die Propagationsrichtung erhalten (JIANG ET AL., 1995). Propagationen allein geben aber keinen Aufschluss über die physikalischen Mechanismen.

Zwei der wichtigsten Mechanismen sind die Thermoklinen-Rückkopplung (= vertikale Advektion von Temperaturanomalien) und die zonale advective Rückkopplung (= zonale Advektion von Temperaturanomalien). Mit der hier vorliegenden Arbeit wurde durch Einbeziehung der 20 °C Isothermentiefe, die stellvertretend für die Thermokline untersucht wurde, gezeigt, dass für den ENSO-Mode die Thermoklinen-Rückkopplung entscheidend ist. Die zonale advective Rückkopplung hat für den ENSO-Mode eine untergeordnete Bedeutung (JIN UND AN, 1999; AN UND JIN, 2001).

Zudem stimmen die physikalischen Mechanismen des ENSO-Modes mit der Theorie des „delayed-action-oscillator“ von SUAREZ UND SCHOPF (1988) sowie BATTISTI UND HIRST (1989) überein. Im Vergleich zum Modell von BATTISTI UND HIRST (1989) weisen der zonale Wind und die Meeresoberflächentemperatur des ENSO-Modes aber eine Ostwärtspropagation im Westpazifik auf.

Im Gegensatz zum ENSO-Mode ist die zonale Advektion von Temperatur für den Jahresgang entscheidend. Die saisonale Verlagerung der ITCZ und die damit verbundene Änderung der Intensität der Passatwinde beeinflussen den Jahresgang. Die zonalen Meeresströmungen, die durch den Wind angetrieben werden, advehieren während des nordhemisphärischen Frühjahrs warmes Oberflächenwasser in den Ostpazifik. Dies führt dort zu einer Erhöhung der Meeresoberflächentemperatur. Während des südhemisphärischen Frühjahrs sind die zonalen Meeresströmungen wegen der intensiveren Passatwinde westwärts gerichtet und führen zu einer Abkühlung des Ostpazifiks.

Ebenso wichtig wie für den Jahresgang ist die zonale Advektion beim Sub-ENSO-Mode. Durch Wellendynamik setzen im Ostpazifik zonale Meeresströmungen ein und leiten so den Übergang von einer Warm- zu einer Kaltphase ein und umgekehrt. Dass der „delayed-action-oscillator“ auf unterschiedlich langen Zeitskalen existieren kann, haben WHITE ET AL. (2003) gezeigt. Der Sub-ENSO-Mode stimmt jedoch nur teilweise mit dem „delayed-action-oscillator“-Modell überein. Dieses Modell kann als Erklärungsansatz für die Übergangsphase des Sub-ENSO-Modes im Westpazifik genutzt werden. Die durch Wellendynamik hervorgerufene Reflexion von Kelvinwellen am Ostrand des tropischen Pazifiks bildet hingegen eine gute Basis für eine Theorie, die die Situation im Ostpazifik beschreibt. Dort setzen der aus dieser

Reflexion resultierenden Druckgradientkraft folgend zonale Meeresströmungen ein, die infolge Advektion zu SST-Anomalien führen. Es beginnt je nach Vorzeichen der Advektion eine Warmphase (positiv) oder Kaltphase (negativ).

Einen Mode, dem der Sub-ENSO-Mode ähnlich ist, haben JIN ET AL. (2003) und KANG ET AL. (2004) beschrieben. JIN ET AL. (2003) haben gezeigt, dass ein gekoppelter Ozean-Atmosphäre-Mode mit einer Periode von 12-18 Monaten unabhängig vom ENSO-Mode existiert und zu kleineren El-Niños zu Beginn der 1990er Jahre geführt hat. Die große Bedeutung der zonalen Meeresströmungen und der zonalen Advektion, die beide aus der Ostrandreflexion von Wellen resultieren, und deren wichtige Rolle bei der Erzeugung von SST-Anomalien haben KANG ET AL. (2004) hervorgehoben. Außerdem haben sie eine ab 1998 fast jährlich in den Anomalien auftretende Oszillation der Meeresoberflächentemperatur, des zonalen Windes, der zonalen Meeresströmungen und der Meeresspiegelhöhe identifiziert. Die Meeresoberflächentemperatur hat dabei eine sich über den äquatorialen Pazifik ausdehnende Westwärtspropagation, die in der hier vorliegenden Arbeit ebenfalls gezeigt wurde.

Unterschiede zwischen dieser Diplomarbeit und den Arbeiten von JIN ET AL. (2003) und KANG ET AL. (2004) bestehen in der Struktur des Sub-ENSO-Modes. Die Muster der hier analysierten Daten ähneln denen des ENSO-Modes. Die SST-Anomalie befindet sich während der Warmphase im Ostpazifik und die Westwindanomalie im Westpazifik. Im Gegensatz dazu erhielten KANG ET AL. (2004) für ihren Mode mit fast jährlicher Periode eine sich im Ostpazifik befindende SST-Anomalie mit Westwinden westlich davon und Ostwinden östlich davon. Mit einem Modell haben KANG ET AL. (2004) veranschaulicht, dass das Windstressmuster im Ostpazifik zur Instabilität des Modes beiträgt.

Gemeinsamkeiten der Arbeiten bestehen hingegen in der Veranschaulichung des Übergangs von der Warm- zur Kaltphase. Die zonalen Meeresströmungen weisen demnach eine starke westwärts gerichtete Komponente auf und führen zu einer anomalen Advektion von Kaltwasser. Die negative SST-Anomalie dehnt sich vom Ostpazifik zum Zentral- und Westpazifik aus, so dass die Kaltphase eingeleitet ist.

Die vorliegende Diplomarbeit zeigt die Existenz eines Modes der Klimavariabilität im tropischen Pazifik mit einer sich stark ändernden Struktur für den Zeitraum 1990-2004. Dass der Sub-ENSO-Mode über diesen Zeitraum hinaus existiert hat, wurde mit einer Analyse der Hadley-Meeresoberflächentemperatur bereits gezeigt. Für ein besseres Verständnis des Modes und seiner Wechselwirkungen mit dem Jahresgang und dem ENSO-Mode werden weitere Studien benötigt. Dazu gehören Analysen von Beobachtungsdaten, wie zum Beispiel die der Meeresströmungen für den gesamten tropischen Pazifik, und Modellierungen.



# Anhang A

## Abbildungen

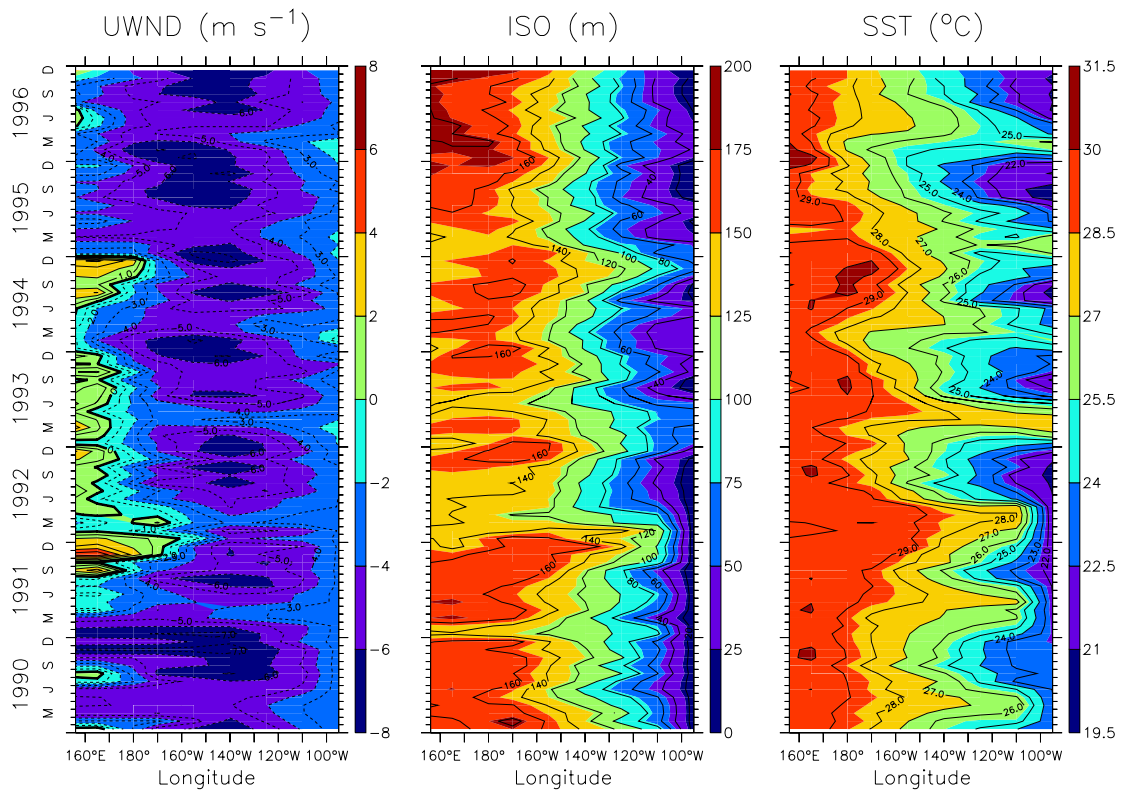


Abbildung A.1: Hovmöllerdiagramme der Monatsmittel der Rohdaten am Äquator für den zonalen Wind (UWND), 20°C Isothermentiefe (ISO) und Meeresoberflächentemperatur (SST)

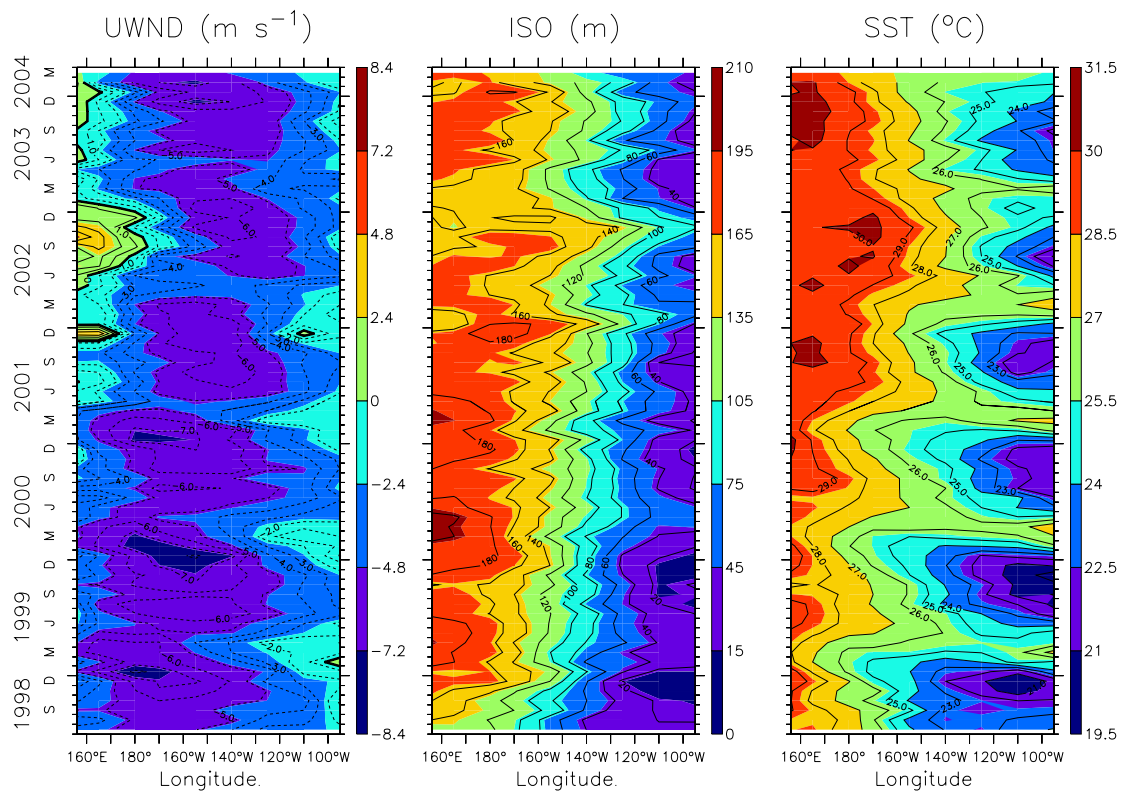


Abbildung A.2: Hovmöllerdiagramme der Monatsmittel der Rohdaten am Äquator für den zonalen Wind (UWND),  $20^{\circ}\text{C}$  Isothermentiefe (ISO) und Meeresoberflächentemperatur (SST)



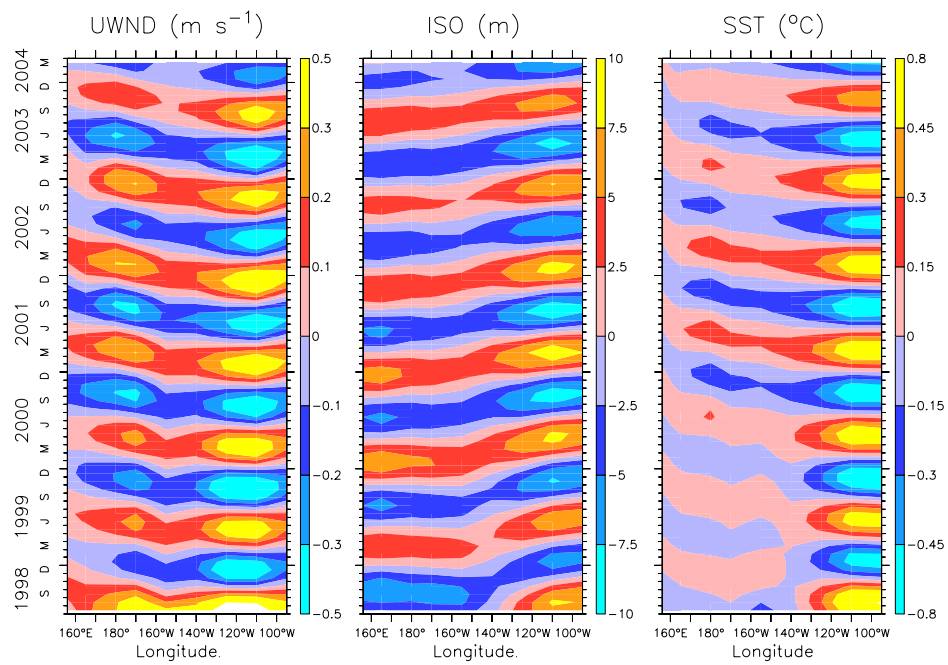


Abbildung A.3: Summe der RCs 5+6 der Anomalien für den Zeitraum Jul. 1998-Mrz. 2004, erkl. Varianz: 4.9%



# Anhang B

## Abkürzungen

AC	Annual Cycle, Jahresgang
ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
AGCM	Atmosphere GCM
ATLAS	Autonomous Temperature Line Acquisition System
CGCM	Coupled GCM
CLIVAR	Climate Variability and Predictability
COADS	Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set
EEOF	Erweiterte EOF
ENSO	El Niño/Southern Oscillation
EOF	Empirische Orthogonal Funktion
EUC	Äquatorialer Unterstrom
GCM	General Circulation Model
GCOS	Global Climate Observing System
GOOS	Global Ocean Observing System
ICM	Intermediate Coupled Model
ISO	20 °C Isothermentiefe
ITCZ	Innertropische Konvergenzzone
MRF	Medium Range Forecast
MSSA	Multichannel-SSA
NORPAX	North Pacific Shuttle Experiment
OGCM	Ocean GCM

PC	Principal Component, Hauptkomponente
PMEL	Pacific Environmental Laboratory
RC	Reconstructed Component, Rekonstruierte Komponente
SOI	Southern Oscillation Index
SSA	Singuläre-Spektrum-Analyse
SST	Sea Surface Temperature, Meeresoberflächentemperatur
STEOF	Space-Time-EOF
STPC	Space-Time-PC
TAO	Tropical Atmosphere Ocean
T-EOF	Time-EOF, Zeit-EOF
TOGA	Tropical Ocean Global Atmosphere
T-PC	Time-PC, Zeit-PC
TRITON	Triangle Trans Ocean Buoy Network
UWND	zonaler Wind
VOS	Volunteer Observing Ships
WCRP	World Climate Research Program
WWV	Warmwasservolumen
WWW	World Weather Watch
XBT	eXpendable Bathy Thermograph
ZC	zonale Meeresströmungen

# Abbildungsverzeichnis

2.1	<i>Schematische Darstellung des ENSO-Phänomens . . . . .</i>	6
2.2	<i>Southern Oscillation Index (SOI) . . . . .</i>	7
2.3	<i>Global beobachtete Auswirkungen von El Niño während des nordhemisphärischen Winters (DJF) . . . . .</i>	8
2.4	<i>Entwicklung der äquatorialen Anomalien nach BATTISTI UND HIRST (1989) . . . . .</i>	10
2.5	<i>Beziehung zwischen SST und WWV nach MEINEN UND MCPHADEN (2000) . . . . .</i>	13
4.1	<i>Überblick über das in situ Messnetz zum Ende der TOGA-Dekade . .</i>	26
4.2	<i>TAO-Messnetz im Pazifik . . . . .</i>	28
4.3	<i>Schematische Darstellung einer ATLAS-Boje . . . . .</i>	29
4.4	<i>Rohdaten für UWND, ISO, SST (Jan.1990 - Mrz.2004) . . . . .</i>	32
4.5	<i>Anomalien für UWND, ISO, SST (Jan.1990 - Mrz.2004) . . . . .</i>	33
4.6	<i>Anomalien für UWND, ISO, SST (Jan.1990 - Dez.1996 und Jul.1998 - Mrz.2004) . . . . .</i>	34
4.7	<i>Rohdaten für UWND, ISO, SST, ZC (Jun.1991 - Sep.2002) . . . . .</i>	36
4.8	<i>Anomalien für UWND, ISO, SST, ZC (Jun.1991 - Sep.2002) . . . . .</i>	37
5.1	<i>Eigenwertspektren, Januar 1990 - März 2004 . . . . .</i>	40
5.2	<i>PCs für Januar 1990 - März 2004 . . . . .</i>	41
5.3	<i>ENSO-Mode, Januar 1990 - März 2004 . . . . .</i>	43
5.4	<i>Jahresgang, Januar 1990 - März 2004 . . . . .</i>	44

5.5	<i>Sub-ENSO-Mode, Januar 1990 - März 2004</i> . . . . .	45
5.6	<i>ENSO-Mode und T-EOF 1, Juni 1991 - September 2002</i> . . . . .	47
5.7	<i>Jahresgang und T-EOF 4, Juni 1991 - September 2002</i> . . . . .	49
5.8	<i>Sub-ENSO-Mode und T-EOF 7, Juni 1991 - September 2002</i> . . . . .	51
5.9	<i>Sub-ENSO-Mode, Jan. 1990 - Dez. 1996 und Jul. 1998 - Mrz. 2004</i> . .	53
5.10	<i>SST-Indizes für August 1994 - Mai 2004</i> . . . . .	55
5.11	<i>Regression und erklärte Varianz des ENSO-Modes</i> . . . . .	57
5.12	<i>Regression und erklärte Varianz des Jahresgangs</i> . . . . .	58
5.13	<i>Regression und erklärte Varianz des Sub-ENSO-Modes</i> . . . . .	59
A.1	<i>Rohdaten für UWND, ISO, SST (Jan. 1990 - Dez. 1996)</i> . . . . .	65
A.2	<i>Rohdaten für UWND, ISO, SST (Jul. 1998 - Mrz. 2004)</i> . . . . .	66
A.3	<i>Summe der RCs 5+6 der Anomalien, Jul. 1998 - Mrz. 2004</i> . . . . .	67

# Literaturverzeichnis

- AN, S.-I. und F.-F. JIN, 2001: Collective Role of Thermocline and Zonal Advective Feedbacks in the ENSO Mode. *Journal of Climate*, **14**, S. 3421–3432.
- BATTISTI, D. S. und A. C. HIRST, 1989: Interannual Variability in a Tropical Atmosphere-Ocean Model: Influence of the Basic State, Ocean Geometry and Nonlinearity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **46** (12).
- BJERKNES, J., 1969: Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, **97** (3).
- BROWN, J., 2001: *Ocean Circulation*. The Open University Press, Walton Hall, UK, 2. Auflage.
- CANE, M. A. und S. E. ZEBIAK, 1985: A Theory for El Niño and the Southern Oscillation. **228**, S. 1084–1087.
- GHIL, M., M. R. ALLEN, M. D. DETTINGER, K. IDE, D. KONDRASHOV, M. E. MANN, A. W. ROBERTSON, A. SAUNDERS, Y. TIAN, F. VARADI und P. YIOU, 2002: Advanced spectral methods for climatic time series. *Reviews of Geophysics*, **40** (1), S. 3.1–3.41.
- HALPERT, M. S. und C. F. ROPELEWSKI, 1992: Surface Temperature Patterns Associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, **5**, S. 577–593.
- JIANG, N., J. D. NEELIN und M. GHIL, 1995: Quasi-quadrennial and quasi-biennial variability in the equatorial Pacific. *Climate Dynamics*, **12**, S. 101–112.
- JIN, F.-F., 1997: An Equatorial Ocean Recharge Paradigm for ENSO. Part I: Conceptual Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **54**, S. 811–829.
- JIN, F.-F. und S.-I. AN, 1999: Thermocline and Zonal Advective Feedbacks Within the Equatorial Ocean Recharge Oscillator Model for ENSO. *Geophysical Research Letters*, **26**, S. 2989–2992.

- JIN, F.-F., J.-S. KUG, S.-I. AN und I.-S. KANG, 2003: A near-coupled ocean-atmosphere mode in the equatorial Pacific ocean. *Geophysical Research Letters*, **30**, S. 52–1 – 52–4.
- KANG, I.-S., J.-S. KUG, S.-I. AN und F.-F. JIN, 2004: A Near-Annual Pacific Ocean Basin Mode. *Journal of Climate*, **17**, S. 2478–2488.
- LATIF, M., D. ANDERSON, T. BARNETT, M. CANE, R. KLEEMAN, A. LEETMAA, J. O'BRIEN, A. ROSATI und E. SCHNEIDER, 1998: A review of the predictability and prediction of ENSO. *Journal of Geophysical Research*, **103** (C7), S. 14,375 – 14,393.
- LATIF, M. und J. D. NEELIN, 1994: El Niño/ Southern Oscillation. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Report No.129.
- MCPHADEN, M. J., 2002: *El Niño and La Niña: Causes and Global Consequences IN: Encyclopedia of Global Environmental Change, Volume 1*, John Wiley and Sons, Chichester, UK, S. 353–370.
- MCPHADEN, M. J., A. J. BUSALACCHI, R. CHENEY, J.-R. DONGUY, K. S. GAGE, D. HALPERN, M. JI, P. JULIAN, G. MEYERS, G. T. MITCHUM, P. P. NIILER, J. PICAUT, R. W. REYNOLDS, N. SMITH und K. TAKEUCHI, 1998: The Tropical Ocean-Global Atmosphere observing system: A decade of progress. *Journal of Geophysical Research*, **103** (C7), S. 14,169–14,240.
- MECHOSO, C. R., J. D. NEELIN und J.-Y. YU, 2003: Testing Simple Models of ENSO. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **60**, S. 305–318.
- MEINEN, C. S. und M. J. MCPHADEN, 2000: Observations of Warm Water Volume Changes in the Equatorial Pacific and Their Relationship to El Niño and La Niña. *Journal of Climate*, **13**, S. 3551–3559.
- MILBURN, H. B., P. D. McLAIN und C. MEINIG, 1996: ATLAS Buoy – Reengineered for the Decade. Proceedings of IEEE / MTS Oceans '96, 698-702.
- NEELIN, J. D., 1991: The slow sea surface temperature mode and the fast-wave limit analytic theory for tropical interannual oscillations and experiment in a hybrid coupled model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **48**, S. 584–606.
- NEELIN, J. D., D. BATTISTI, A. HIRST, F.-F. JIN, Y. WAKATA, T. YAMAGATA und S. E. ZEBIAK, 1998: ENSO Theory. *Journal of Geophysical Research*, **103** (C7), S. 14,169–14,240.
- NEELIN, J. D. und M. LATIF, 1998: El Niño Dynamics. *Physics Today*, S. 32–36.



- OBERGUGGENBERGER, M., 2005: Projektgruppe Analysis, Universität Innsbruck. <http://www.mathe-online.at/nml/materialien/innsbruck/regression/>.
- PHILANDER, S. G., 1990: *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Springer-Verlag, Berlin.
- PICAUT, J., F. MASIA und Y. DU PENHOAT, 1997: An Advective-Reflective Conceptual Model for the Oscillatory Nature of the ENSO. **277**, S. 663–666.
- ROEDEL, W., 2000: *Physik unserer Umwelt*. Springer-Verlag, Berlin.
- ROPELEWSKI, C. F. und M. S. HALPERT, 1987: Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, **115**, S. 1606–1626.
- SACHS, L., 2004: *Angewandte Statistik*. Springer-Verlag, Berlin, 11. Auflage.
- SHEINBAUM, J., 2003: Current theories on El Niño-Southern Oscillation: A review. *Geofisica Internazionale*, **42** (3), S. 291–305.
- SUAREZ, M. J. und P. S. SCHOPF, 1988: A Delayed Action Oscillator for ENSO. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **45** (21), S. 3283–3287.
- TOZUKA, T. und T. YAMAGATA, 2003: Annual ENSO. *Journal of Physical Oceanography*, **33**, S. 1564 – 1578.
- TRENBERTH, K. E. und T. J. HOAR, 1997: El Niño and climate change. *Geophysical Research Letters*, **24**, S. 3057–3060.
- VAUTARD, R., P. YIOU und M. GHIL, 1992: SSA: A toolkit for noisy chaotic signals. *PHYSICA D*, **58**, S. 95 – 126.
- VENEGAS, S. A., 2001: Statistical Methods for Signal Detection in Climate. Danish Center for Earth System Science (DCESS), Report 2.
- VON STORCH, H. und A. NAVARRA, 1995: *Analysis of Climate Variability*. Springer-Verlag, Berlin.
- VON STORCH, H. und F. W. ZWIERS, 1999: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, Cambridge.
- WALKER, G. T., 1923: Correlation in seasonal variations of weather. VIII. A preliminary study of world-weather. *Memoirs of the Indian Meteorological Department*, **24** (4), S. 75–131.

- WALLACE, J. M., E. M. RASMUSSEN, T. P. MITCHELL, V. E. KOUSKY, E. S. SARACHIK und H. VON STORCH, 1998: On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. *Journal of Geophysical Research*, **103** (C7), S. 14,241 – 14,259.
- WANG, C. und J. PICAUT, 2004: *Understanding ENSO Physics—A Review*, in *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, AGU, Washington D.C., Band 147, S. 21–48.
- WHITE, W. B., Y. M. TOURRE, M. BARLOW und M. DETTINGER, 2003: A delayed action oscillator shared by biennial, interannual, and decadal signals in the Pacific Basin. *Journal of Geophysical Research*, **108** (C3), S. 15–1 – 15–18.
- WYRTKI, K., 1975: El Niño - The Dynamic Response of the Equatorial Pacific Ocean to Atmospheric Forcing. *Journal of Physical Oceanography*, **5**, S. 572–584.
- ZEBIAK, S. E. und M. A. CANE, 1987: A Model El Niño-Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, **115**, S. 2262–2278.
- ZELLE, H., G. APPELDOORN, G. BURGERS und G. J. VAN OLDENBORGH, 2004: The Relationship between Sea Surface Temperature and Thermocline Depth in the Eastern Equatorial Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, **34**, S. 643–655.

## DANKSAGUNG

Auf diesem Weg möchte ich mich bei allen bedanken, die mir bei der Anfertigung der Diplomarbeit mit Rat und Tat zur Seite standen. Dazu gehören diejenigen, die mir bei technischen Problemen halfen sowie diejenigen, denen ich meine Diplomarbeit kapitelweise zum Korrekturlesen geben konnte.

Bei Herrn Prof. Mojib Latif bedanke ich mich für die Vergabe des Themas. Ihm und Herrn Prof. Dietmar Dommenget danke ich für die konstruktive Kritik und die Begutachtung der Arbeit. Ein besonderer Dank gilt meinem Betreuer Dr. Noel Keenlyside, der sich stets Zeit für meine Fragen und Probleme nahm. Ich danke ihm für Gespräche und Diskussionen, die mir halfen, Sachverhalte aus anderen Perspektiven zu betrachten und neue Lösungswege zu finden.

Für die gemeinsame Zeit in der „Alten Botanik“ mit den aufheiternden Teepausen bedanke ich mich bei Stefanie Renner.

Meinen Eltern danke ich herzlich, dass sie mir das Studium ermöglicht und mich zusammen mit Anselma und Klaus über den gesamten Zeitraum unterstützt haben. Und letztendlich möchte ich Thies danken, der genau weiß, wie lang der Weg war.

Die in dieser Arbeit verwendeten Daten stammen aus dem TAO-Projekt und sind im Internet unter <http://www.pmel.noaa.gov/tao/index.shtml> für jeden frei verfügbar. Ebenso zugänglich ist das für die Multichannel-SSA genutzte SSA-MTM-Toolkit (<http://www.atmos.ucla.edu/tcd/index.html>), das ein Produkt der SSA-MTM-Gruppe an der Universität von Kalifornien ist. Dafür bedanke ich mich.



## ERKLÄRUNG

Hiermit bestätige ich, dass ich diese Diplomarbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Ich versichere, dass diese Arbeit zur Erlangung eines Diplomgrades noch nicht an anderer Stelle eingereicht worden ist.

Kiel, Juni 2005

(Anke Dürkop)